



Second Projet de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République Islamique de Mauritanie (PRISM-II), Phase V

Livrable 75

Potentiel en minerai des dépôts de cuivre au sein de sédiments en République Islamique de Mauritanie

Par Cliff D. Taylor et Stuart A. Giles

Préparé pour le compte du gouvernement mauritanien par l'U.S. Geological Survey

2012

Ce rapport est un rapport administrative, dont la conformité avec les normes éditoriales de l'U.S. Geological Survey ou le code stratigraphique nord-américain n'a pas été examiné. Tout nom commercial, d'entreprise ou de produit est utilisé à des fins descriptives et n'implique pas l'approbation du gouvernement des Etats-Unis.

U.S. Department of the Interior
U.S. Geological Survey

Dépôts de cuivre au sein de sédiments

1 – Synthèse

La présence de roches sédimentaires continentales siliclastiques d'âge Néoprotérozoïque à Cambrien, litées en alternance avec des carbonates dolomitiques, des schistes, et des tillites glaciaires semblables aux roches hôtes du Supergroupe de Katanga, de la Ceinture du cuivre d'Afrique Centrale, et d'autres sédiments de séquences Protérozoïques contenant du cuivre à travers le monde, est un critère de premier ordre pour s'intéresser aux unités Protérozoïques du Bassin de Taoudéni, en Mauritanie, en tant que potentiel pour la présence de dépôts de cuivre au sein de sédiments. Un examen de la base de données des présences minérales au niveau national (Marsh et Anderson, à paraître), et de la littérature existante, laisse entendre qu'il n'a été trouvé en Mauritanie, à la date d'aujourd'hui, seulement qu'un tout petit nombre de présences de cuivre au sein de sédiments, et que le potentiel de ressources de ce type de dépôts est faible. Au Nord du Bassin de Taoudéni, la présence la plus importante, à Taradent, consiste en trois horizons minéralisés au sein de la partie inférieure du Groupe Néoprotérozoïque de Char, un niveau de trois zones d'affleurement séparés par des alluvions, sur une distance linéaire de 12 km. L'horizon le plus largement minéralisé est constitué de malachite et de sulfures de cuivre disséminés. Il est concentré à la base d'un intervalle dolomitique, en cohérence avec un modèle de dépôt de cuivre au sein de sédiments présentant un faciès de type réduit. Des présences supplémentaires, et mal décrites, de cuivre au sein des roches sédimentaires du Bassin de Taoudéni, dans le Nord-Est de la Mauritanie, telles que Chegga Guettatira et Sidi Bara, peuvent correspondre à des présences de cuivre au sein de sédiments, et étendre le potentiel à travers l'ensemble de cette partie du Bassin.

Un potentiel supplémentaire de dépôts de cuivre au sein de sédiments est aussi indiqué dans les rapports du British Geological Survey (BGS ; Gunn et al., 2004) et du BRGM (Salpeteur, 2005), au sein des roches sédimentaires du Néoprotérozoïque-Cambrien (Groupe de Téniaouri) du Bassin Central et Sud du Bassin de Taoudéni, au niveau d'un certain nombre de présences dans les environs de Fougues, Weringuel, et Gig Zig. Ces présences montrent des caractéristiques en cohérence avec un modèle de dépôt de cuivre de type de faciès réduit. Sur la base d'une corrélation avec des roches hôtes semblables, elles étendent le potentiel à travers la totalité de la marge du Bassin de Taoudéni. Des présences de cuivre très mal décrites au sein des parties Nord-Est et Sud-Est du Bassin, au niveau de Kreb en Naga, du Sud-Ouest de Kreb en Naga, de Berbère, de Dhar Néma, de Dhar Néma 2, de Saile, et de Nejam-Medroume, ont toutes été présentées comme étant au sein de roches sédimentaires, et sont présentes à côté, ou à proximité immédiate, d'affleurement volumineux de microgabbros Jurassiques (également décrits comme dolérite ou diabase). Une incertitude existe quant au fait de savoir s'il s'agit de présences de cuivre au sein de sédiments. Ils sont probablement plus directement semblables à des présences de cuivre associées avec une activité magmatique mafique.

La détermination du fait de savoir si les présences de cuivre rapportées, et les roches sédimentaires associées au niveau de Kreb en Naga, et au Sud-Ouest de Kreb en Naga, au Nord-Est du Bassin de

Taoudéni, ainsi que les présences au Sud-Est de Taoudéni, sont favorables à la présence de minerai de cuivre au sein de sédiments, n'a pas été possible en raison de l'absence de traces de cuivre. Alors que les roches hôtes sédimentaires de ces zones doivent être d'une manière générale considérées comme favorables, l'absence d'autres caractéristiques géologiques favorables indique que le potentiel de trouver des dépôts de minerais de ce type est faible. La présence très répandue d'intrusions mafiques de type sills ou dykes d'âge Jurassique à travers l'ensemble de ces zones, et les descriptions de minéralisations associées mineures en cuivre, suggèrent que de nombreuses présences de cuivre dans ces zones ne sont pas de type cuivre au sein de sédiments.

Un potentiel hautement spéculatif existe au sein du Bassin Côtier, pour des dépôts de cuivre de type Revett, au niveau de grès Jurassiques-Crétacés non-exposés, pouvant contenir des pièges structuraux avec des accumulations de gaz. Les grès lités rouges continentaux de la Formation Gorgol, là où ils sont recouverts par une fine couche de roches sédimentaires marines de la Formation de Rinndiao, représentent une séquence pétrographique supplémentaire à faible potentiel, au sein de la partie Sud-Est du Bassin Côtier, qui est favorable aux dépôts de cuivre au sein de sédiments.

Des études de terrain des zones d'affleurement à proximité d'un grand nombre de présences ont été réalisées, à la fin de l'année 2007, de manière à fournir des critères supplémentaires d'évaluation du potentiel de ce type de minéralisation en Mauritanie. En général, les coordonnées géographiques des présences sont imprécises, et de nombreuses présences n'ont pas pu être localisées. L'examen des affleurements du Groupe de Char, dans la région de Taradent, confirme la nature favorable de ces roches concernant les dépôts de cuivre de type faciès réduit au sein des sédiments. L'examen des faibles minéralisations cuivrées à l'intérieur des schistes noirs, au niveau de plusieurs présences de la région de Gadel-Maylime, confirme que ces présences sont aussi de type faciès réduit, et que les schistes noirs et verts des Formations de Bouly et de Ould Yenje sont favorables. Des analyses de cuivre publiées montrant des valeurs de cuivre jusqu'à 0,75 pourcent à Taradent, et des analyses uniques de schistes minéralisés dans la région de Gadel-Maylime contenant 0,55 pourcent de cuivre indiquent qu'un minerai à faible teneur est présent sur ces emplacements. Toutefois, il manque des indications sur le fait que ces teneurs en minerai seraient continues sur des intervalles significatifs, et pour des tonnages importants.

Bien que les données concernant la présence de minerai, et l'information géologique descriptive disponible, ne soient pas adaptées à la délimitation de zones favorables aux dépôts de cuivre au sein de sédiments, la présente évaluation indique que le potentiel pour ce type de dépôt en Mauritanie est faible.

2 – Table des matières

1 – Synthèse.....	3
2 – Table des matières	4
3 – Figures.....	5
4 – Introduction.....	7
5 – Potentiel de cuivre au sein des sédiments du Bassin de Taoudéni	11
5.1 – Nord du Bassin de Taoudéni – Groupe de Char	11
5.2 – Nord, Centre et Sud du Bassin de Taoudéni – Groupes de Jbéliat et Ténigouri	24
6 – Présences de cuivre au sein des roches sédimentaires Néoprotérozoïques à Cambriennes associées avec des intrusions mafiques Jurassiques.....	40

7 – Potentiel de cuivre au sein de sédiments dans le Bassin de Tindouf (Zemmour Noir et sous-bassins du Nord Yetti)	47
8 – Potentiel de cuivre au sein des sédiments du Bassin Côtier mauritanien.	48
8.1 – Roches sédimentaires Jurassiques-Crétacées du Bassin Côtier	49
8.2 – Roches sédimentaires Éocènes du Groupe de Bababé	49
9 – Zones favorables aux dépôts de cuivre au sein des sédiments en Mauritanie	50
10 – Conclusions	52
11 – Références	53

3 – Figures

Figure 1. Environnement de formation du cuivre au sein de sédiments. A, Schéma d'un système idéalisé de cuivre au sein de sédiments (d'après Kirkham, 1996). B, Contextes tectoniques du cuivre au sein de sédiments et autres types de dépôts (modifié d'après Cunningham et al., 2008).	8
Figure 2. Géologie régionale du Bassin de Taoudéni Basin (d'après Pitsfield et al., 2004).	12
Figure 3. Stratigraphie du Supergroupe de Hodh (d'après Pitfield et al., 2004).	13
Figure 4. Présences de cuivre liées à la stratification au sein des sédiments, dans le Groupe de Char, au Nord-Ouest du Bassin de Taoudéni.	14
Figure 5. Coupe stratigraphique du Groupe de Char, au niveau de la localité type à proximité d'Atar (d'après Pitfield et al., 2004).	15
Figure 6. Photographie rapprochée du grès blanc, brun, et rose de type arkose de la Formation de Foug Chor, à Taradent.	17
Figure 7. Mur construit en grès blanc, brun, et rose de type arkose de la Formation de Foug Chor, à Taradent.	17
Figure 8. Géologie générale du Nord et du Nord-Est de la marge du Bassin de Taoudéni entre Tourine et Chegga (d'après Lahondère et al., 2003). L'horizon marqué en pointillés indique la présence cartographiée des tillites glaciaires de la base, appartenant au Groupe de Jbéliat.	19
Figure 9. Corrélation des unités stratigraphiques à travers l'ensemble du Bassin de Taoudéni (d'après Lahondère et al., 2008).	21
Figure 10. Diagramme de la corrélation stratigraphique à travers la hauteur d'El Mzereb montrant l'absence des roches sédimentaires de la base, appartenant au Groupe de Char-Douik (d'après Lahondère et al., 2003).	23
Figure 11. Présences de cuivre au Sud et au Sud-Est du Bassin de Taoudéni. Le rouge indique l'affleurement cartographié du Groupe de Jbéliat, et le bleu clair, le Groupe de Ténigouri.	25
Figure 12. Corrélation stratigraphique du Supergroupe d'Adrar, en partant de la région d'Adrar jusqu'à la région d'Afollé du Bassin de Taoudéni. Les sections roses indiquent la position stratigraphique des présences de cuivre stratiformes au sein des sédiments examinés dans le texte (d'après Gunn et al., 2004).	26
Figure 13. Coupe stratigraphique du Supergroupe d'Adrar dans les régions d'Assaba, d'Afollé, et de Hodh du Bassin de Taoudéni (d'après Lahondère et al., 2008).	27
Figure 14. Carte géologique simplifiée de la région proche de Gleibat Boukine montrant un affleurement de la Formation d'Ould Yenje et l'emplacement des présences de cuivre citées dans le texte.	30
Figure 15. Excellente exposition des schistes non-minéralisés de la Formation d'Ould Yenje au niveau du creusement d'un nouveau puit d'eau, approximativement un kilomètre des coordonnées GPS des présences 5-7 de Gadel ; A. Blocs détachés de schistes non-minéralisés noirs et gris-verts autour de l'ouverture du puit. B. Plan rapproché des lentilles de grès gris en blocs de schistes d'Ould Yenje.	32
Figure 16. Types de minéralisation du cuivre au sein de la région de Tinde M'Bare–Gig-Gig–Gadel–Maylime, au Sud du Bassin de Taoudéni (d'après Donzeau et al., 1982).	33

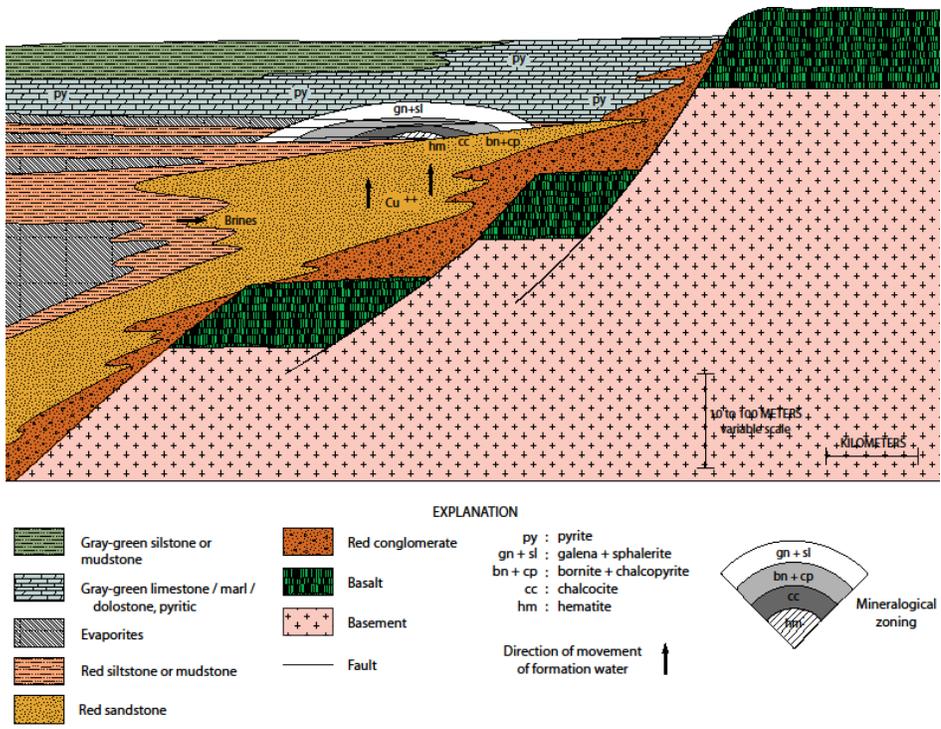
Figure 17. Carte-Plan et coupe du puit au niveau des présences de cuivre de Gig-Gig 1, 2, et 3 (d'après Donzeau, 1982).	34
Figure 18. A. Un affleurement de régolithe entre les dunes de sable au niveau de la présence de cuivre de Maylime 4. B. Malachite dispersée intervenant comme revêtement et en remplissage de fissures au sein des galets des siltites et des schistes hématiques d'Ould Yenje.	37
Figure 19. A. Photographie d'un dyke arqué de deux mètres de large recoupant une surface de régolithe des roches de la Formation d'Ould Yenje, au niveau de la présence de Maylime 1. B. Plan rapproché d'un microgabbro non-altéré, finement cristallisé, et sans minéraux.	38
Figure 20. Affleurements de siltites grises, rouges et noires, et de schistes de la Formation d'Ould Yenje, à proximité des coordonnées de la présence de cuivre de Dhar Néma. A. Siltite grise à couches planes. B. Schistes verts et rouges alternés.	41
Figure 21. Affleurements de siltites grises, vertes, rouges et noires, et de schistes de la Formation d'Ould Yenje à proximité des coordonnées de la présence de cuivre de Saile.	42
Figure 22. A. Dyke mafique altéré à proximité de la présence de Kreb en Naga. B. Plan rapproché montrant une altération d'épidote et des veines de calcite.	43
Figure 23. Dépression sous la surface d'hamada, présentant un affleurement des roches sédimentaires de la Formation rouge et pourpre d'Azlaf 2 à proximité de la présence de Kreb en Naga.	44
Figure 24. Diagramme de corrélation comparant les séquences stratigraphiques des Sous-Bassins de Zenmour Noir et de Nord Yetti du Bassin de Tindouf avec les séquences du Bassin de Taoudéni (d'après Lahondère et al., 2008).	45
Figure 25. Géologie favorable aux dépôts de cuivre au sein de sédiments et répartition de cuivre au sein de sédiments, ainsi que présences associées en Mauritanie.	51

4 – Introduction

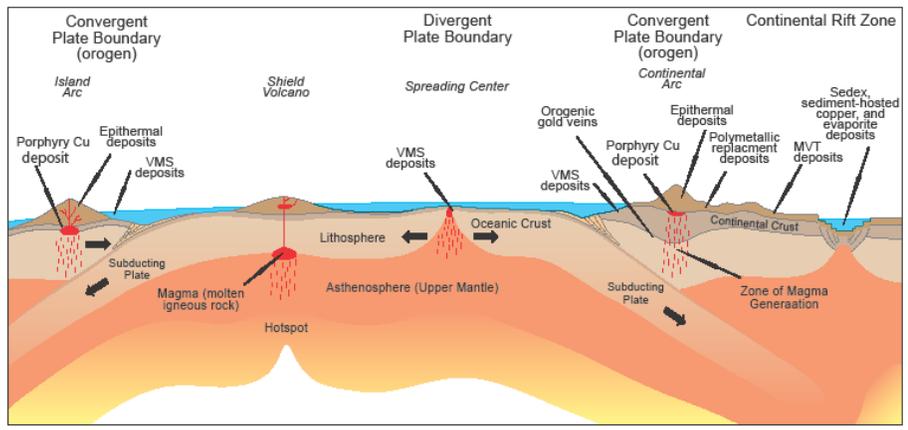
Ce chapitre est basé sur les travaux de Cox et al. (2003 et références indiquées), avec des modifications à partir des éléments provenant de Hitzman et al. (2005) et Zientek et al. (à paraître). La minéralisation de cuivre stratiforme au sein de sédiments consiste en des minéraux de cuivre à grain fin de sulfure de fer et de cuivre, se présentant comme des couches liées à des disséminations stratiformes au sein de roches sédimentaires siliclastiques ou dolomitiques (Fig. 1A). Les minéraux sont présents comme ciments, substitutions, et plus rarement sous la forme de petites veines. La concentration des minéraux de sulfures suit étroitement, mais pas complètement, la stratification des roches hôtes. De manière typique, les zones de minerais contiennent de la chalcocite et de la bornite. Ces dépôts sont caractérisés par une zonation latérale des minerais, le long et à travers le litage : de la pyrite à la chalcopyrite, puis à la bornite, à la chalcocite, et à l'hématite. Les dépôts interviennent sous la forme de strates sédimentaires noires, grises, vertes, ou blanches (réduites) au sein ou au-dessus d'une section épaisse de couches rouges (oxydées). Elles sont épigénétiques et diagénétiques, c'est-à-dire qu'elles se sont formées après que le sédiment hôte se soit déposé, sur une période de temps qui peut s'échelonner d'une pré-lithification de la roche hôte, jusqu'à plusieurs centaines de milliers d'années après la lithification. Elles se forment indépendamment des processus magmatiques.

Les dépôts de cuivre stratiformes au sein de sédiments interviennent au niveau de rifts avortés, étant devenus par la suite des bassins intra-cratoniques majeurs (Fig. 1B), tels que le Bassin de Zechstein en Europe Centrale, et le Bassin de Katanga en Afrique Centrale. Quelques dépôts de cuivre de ce type se produisent au niveau d'autres environnements extensifs, y compris des bassins transtensionnels et intermontagneux.

Les séquences de roches hôtes sont de deux types : silts calcaires ou dolomitiques, schistes et roches carbonatées d'origine marine ou lacustre ; et grès, arkoses et conglomérats d'origine continentale. Des dépôts de deux types distincts sont formés au sein de ces roches hôtes : des faciès réduits et des dépôts de cuivre au sein de grès. Les couches hôtes de nombreux dépôts de faciès réduits interviennent au niveau, ou juste au-dessus, de la surface d'inondation marquant la transition entre synrift, couches rouges non marines, et la séquence de déposition en recouvrement du bassin affaissé. Les environnements de dépôt qui présentent une minéralisation à faciès réduits au-dessus de la surface transgressive incluent les schistes noirs de plateforme marine ouverte, les dépôts côtiers de sabkha, et les roches carbonatées sublittorales de plateau. Les roches hôtes des dépôts de cuivre des grès se forment en zone sublittorale à proximité immédiate de la côte, sur la plage, par voie éolienne, et dans des environnements fluviaux, l'ensemble de ces environnements expliquant la partie supérieure de cycles de déposition présentant des grains plus grossiers vers le haut. La minéralisation se trouve communément au niveau de grès bien classés, à grains fins à grossiers, ou localement conglomératiques, présentant une stratification entrecroisée, une lamination parallèle, des clastes de boue de la zone des vagues, et des ripple marks. Les roches hôtes des dépôts au sein de grès sont d'origine fluviale ou, assez rarement, d'origine deltaïque, c'est-à-dire typiquement conglomératiques, avec fréquemment des indices de raclement et de remplissage, ainsi que des couches entrecroisées.



A.



B.

Figure 1. Environnement de formation du cuivre au sein de sédiments. A, Schéma d'un système idéalisé de cuivre au sein de sédiments (d'après Kirkham, 1996). B, Contextes tectoniques du cuivre au sein de sédiments et autres types de dépôts (modifié d'après Cunningham et al., 2008).

Les bassins de rifts intracontinentaux, formés dans un intervalle de 20 à 30 degrés de l'équateur, sont des environnements parfaits pour des dépôts de cuivre stratiformes au sein de sédiments, en raison du fait que ces bassins contiennent d'épais ensembles de lits rouges s'étant formés sous des climats chauds et secs. La proximité de sabkhas, et d'autres environnements produisant de forts taux d'évaporation, sont également des facteurs favorables. Des dépôts de halite, de sylvine, de gypse, et d'anhydrite interviennent au sein des mêmes séquences sédimentaires. Des grès uranifères, de l'uranium de discordance, du cuivre de basalte, et des dépôts de Cu-Pb-Zn du type Kipushi peuvent intervenir dans les mêmes contextes.

On ne connaît pas de dépôts de cuivre au sein de sédiments d'âge Archéen. Les roches Protérozoïques, et particulièrement les roches Néoproterozoïques, sont les plus productives. Les roches du Permien en Europe, et les roches du Carbonifère Inférieur en Asie Centrale sont également importantes. D'autres petits dépôts interviennent à travers l'ensemble du Phanérozoïque.

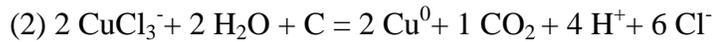
Les dépôts de cuivre au sein de sédiments se forment à partir de fluides hydrothermaux produits pendant la diagénèse et la lithification au sein des bassins sédimentaires. Les fluides porteurs de métaux sont des solutions salines sédimentaires de sous-sol à basse température (75–220°C), à hématite stable (oxydée), et riches en chlorures. Ces solutions salines lessivent le cuivre et les autres métaux depuis les couches rouges de synrift et les roches volcaniques mafiques. Les solutions salines migrent vers le haut vers une barrière hydrologique, où la première cause de la précipitation du sulfure de métal est la réduction du sulfate au sein de la solution saline par la matière organique, conduisant à des dépôts de faciès réduits, ou à la précipitation directe par un gaz acide H₂S au sein de dépôts de cuivre gréseux (Hayes et al., 2012). Pour permettre le dépôt de cuivre au sein de sédiments, quatre conditions sont nécessaires :

- 1.) Il doit y avoir une roche source oxydée. Cette roche peut être de l'hématite stable, et elle doit contenir des minéraux ferromagnésiens à partir desquels le cuivre peut être lessivé. Les roches source typiques sont le grès rouge continental, les schistes, les conglomérats, et les roches volcaniques subaériennes. Les roches volcaniques marines ne sont pas propices à jouer le rôle de roches source en raison du fait qu'elles n'ont pas dégazé leurs éléments volatils. Le soufre réduit contenu dans les roches volcaniques marines exclut la formation d'un environnement à hématite stable. Le lessivage du cuivre à partir de la roche source, dans un contexte de pH modérés, peut être décrit par l'équation 1.



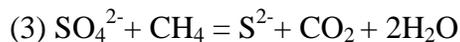
- 2.) À la suite de l'équation 1, il doit y avoir une source de solution saline pour mobiliser le cuivre. Les évaporites sont fréquemment disposées en couches alternées avec les lits rouges, et jouent le rôle de source de solution saline. Mais tout environnement dans lequel l'évaporation dépasse les précipitations produira des solutions salines. Les eaux chargées peuvent aussi se former par évaporation de l'eau de mer, lorsque lien avec une mer ouverte est limité, comme dans le cas de vallées enserrées associées à des rifts. Les eaux chargées sont généralement riches en sodium parce que les autres cations, à savoir le potassium, le calcium, et le magnésium, sont éliminés pendant la formation de minéraux argileux, de sulfates, et de carbonates. Davidson (1965) a attiré l'attention sur la coïncidence des dépôts d'évaporites et des dépôts de cuivre stratiformes contenus au sein de sédiments Phanérozoïques dans de nombreuses parties du monde. Il a ainsi émis l'hypothèse que l'eau chargée dérivant d'évaporites était le vecteur du transport du cuivre et d'autres métaux.

- 3.) Il doit y avoir un réducteur pour précipiter le cuivre et former un dépôt. La chimie de la formation de l'eau saline, de la mobilisation du cuivre, et de la précipitation, a été décrite par Rose (1976). Les réducteurs peuvent être (1) de la matière organique au sein de schistes ou de roches carbonatées, ou (2) des poches d'hydrocarbures liquides ou gazeux au sein de roches sédimentaires hôtes, ou (3) de la pyrite disséminée. Lors de l'équation 2, l'eau chargée riche en cuivre rentre en contact avec la matière organique et produit du cuivre natif.

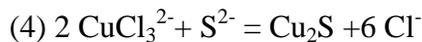


Il est à noter qu'HCl apparaît à droite de cette équation, et les autres au-dessous. Cela permet la mise en solution des carbonates et le remplacement du ciment de calcite par du cuivre natif.

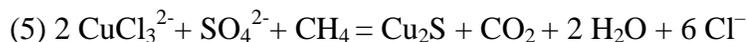
Le soufre, sous la forme de pyrite finement disséminée, est fréquemment présent au sein de roches sédimentaires réduites. La quantité de pyrite dans des schistes noirs typiques est insuffisante pour fournir l'ensemble du soufre au sein de dépôts riches en cuivre. Une source plus importante de sulfures trouve son origine dans la réduction de sulfates par la matière organique, catalysée au sein du sédiment par l'activité bactérienne (Sweeney et Binda, 1989) (équation 3).



La réaction du complexe chlorure avec le complexe sulfure produit la chalcocite (équation 4).



L'ion sulfate est fréquemment abondant dans les eaux chargées en sels dissous dérivant des processus d'évaporation, et peut accompagner des eaux chargées oxydées riches en cuivre. Lorsque ces eaux chargées se mélangent avec un réducteur, la réaction suivante décrit le résultat.



Des bactéries réduisant le soufre sont nécessaires pour permettre cette réaction aux températures proches de la surface.

- 4.) Il doit y avoir des conditions favorables au mouvement de fluide permettant le contact des solutions chargées en sel et riches en cuivre avec un réducteur. Un système pour le transport de cuivre des roches source vers les roches hôtes par l'intermédiaire des solutions salines doit avoir existé. Une perméabilité de pré-lithification au sein des schistes fournit des configurations en couches parallèles propices au transport de fluides. Le transport / la migration du cuivre doit intervenir dans des conditions de charges artésiennes (associées avec des flux d'aquifère confiné), parce que la zonation et la séquence paragenétique, au niveau de la plupart des dépôts, indiquent que les solutions salines riches en cuivre, à hématite stable, ont pénétré au sein de la roche hôte par le bas. Les pressions de fluides induites par la compaction des sédiments est un facteur important de migration des fluides, et les dépôts sont très communément situés au niveau des marges des bassins, là où l'expulsion des fluides a la plus grande probabilité de se produire.

Des failles ou un plissement peuvent également engendrer des charges hydrauliques, en induisant des écoulements localisés de fluides à travers les couches. Une rupture des séquences sédimentaires par une intrusion saline peut aussi favoriser le développement de pièges structuraux qui concentrent certains dépôts de cuivre au sein des sédiments.

Une roche hôte perméable, ou un autre espace ouvert, doivent être présents pour que les fluides puissent se mélanger. L'espace intergranulaire des roches sédimentaires à grains fins, avant toute compaction et lithification, est un lieu de dépôt classique. Les cavités de dissolution au sein des roches carbonatées sont des sites de dépôt moins courants (MacKevett et al., 1997). Les structures de confinement telles que les couches responsables de ce confinement, les poinçonnements stratigraphiques, et/ou les pièges anticlinaux, sont des sites où se forment fréquemment les dépôts de cuivre. Si l'une ou plusieurs de ces conditions ne sont pas remplies, il n'y aura pas de dépôt, même dans les environnements géologiques les plus favorables.

5 – Potentiel de cuivre au sein des sédiments du Bassin de Taoudéni

5.1 – Nord du Bassin de Taoudéni – Groupe de Char

Le Bassin de Taoudéni représente l'un des plus grands bassins sédimentaires cratoniques d'âge Mésoprotérozoïque à Paléozoïque en Afrique. Il se situe à l'Est de la Ceinture des Mauritanides, et forme pour partie le bassin d'avant-pays des orogènes Néoprotérozoïques-Paléozoïques (Fig. 2). Consistant principalement en des épaisseurs allant jusqu'à 6 000 mètres de grès continentaux et d'environnements marins peu profonds, aussi bien que de roches carbonatées de plateforme, avec moins de schistes, il occupe la partie centrale, ainsi que la moitié Est de la Mauritanie. La stratigraphie du Bassin est divisée en trois Supergroupes séparés par des discordances majeures, à savoir, de bas en haut : les Supergroupes de Hodh, d'Adrar, et de Dahr. Le Supergroupe de Hodh repose en discordance sur les roches du socle cristallin Précambrien. Les discordances à la base des deux Supergroupes d'Adrar et de Dahr sont marquées respectivement par des dépôts glaciaires du Néoprotérozoïque et de l'Ordovicien tardifs. À l'intérieur de chaque Supergroupe, des discordances supplémentaires sont utilisées pour définir des ensembles stratigraphiques au niveau du Groupe. Les sous-divisions supplémentaires au sein des groupes, jusqu'au niveau de la Formation, sont basées sur des changements de faciès liés aux remontées, ou aux baisses, du niveau relatif de la mer (Lahondère et al., 2003; O'Connor et al., 2005).

La région entre Atar et Tourine est dénommée région d'Adrar, et forme la marge Nord-Ouest du Bassin de Taoudéni, en Mauritanie (Fig. 2). À l'intérieur de cette région, le Supergroupe de Hodh peut atteindre une épaisseur de 1 300 mètres, et comprend, de bas en haut, les groupes de Char, d'Atar, et d'Assabet el Hassiane. Le Supergroupe est interprété comme représentant une sédimentation s'étant déroulée au sein d'un bassin de rift Est-Ouest, rempli à l'époque de Vendia par ces trois cycles majeurs. La partie inférieure, essentiellement marine, du Supergroupe, évolue vers le haut en des successions arénacées, caractérisant principalement des mers peu profondes et continentales du Groupe d'Assabet el Hassiane (Fig. 3). Des strates équivalentes peuvent être corrélées le long de la marge Nord du Bassin, à travers la région de Hank, et au-delà de Chegga, au niveau de l'angle Nord-Est de la Mauritanie. La partie Centre-Ouest du Bassin de Taoudéni est appelé région de Tagant-Assaba. Il s'agit d'une zone dans laquelle le Supergroupe de Hodh n'est pas présent. La partie Sud et Sud-Est du Bassin est dénommée région d'Afollé-Hodh. À l'intérieur de cette région, le Supergroupe de Hodh est présent, mais il est entièrement représenté par le

Groupe d'Affolé. En dépit des similitudes entre les groupes d'Assabet el Hassiane et d'Affolé, Pitfield et al. (2004) indiquent qu'il n'est pas possible de corréler ces régions à l'échelle de la formation (Fig. 3).

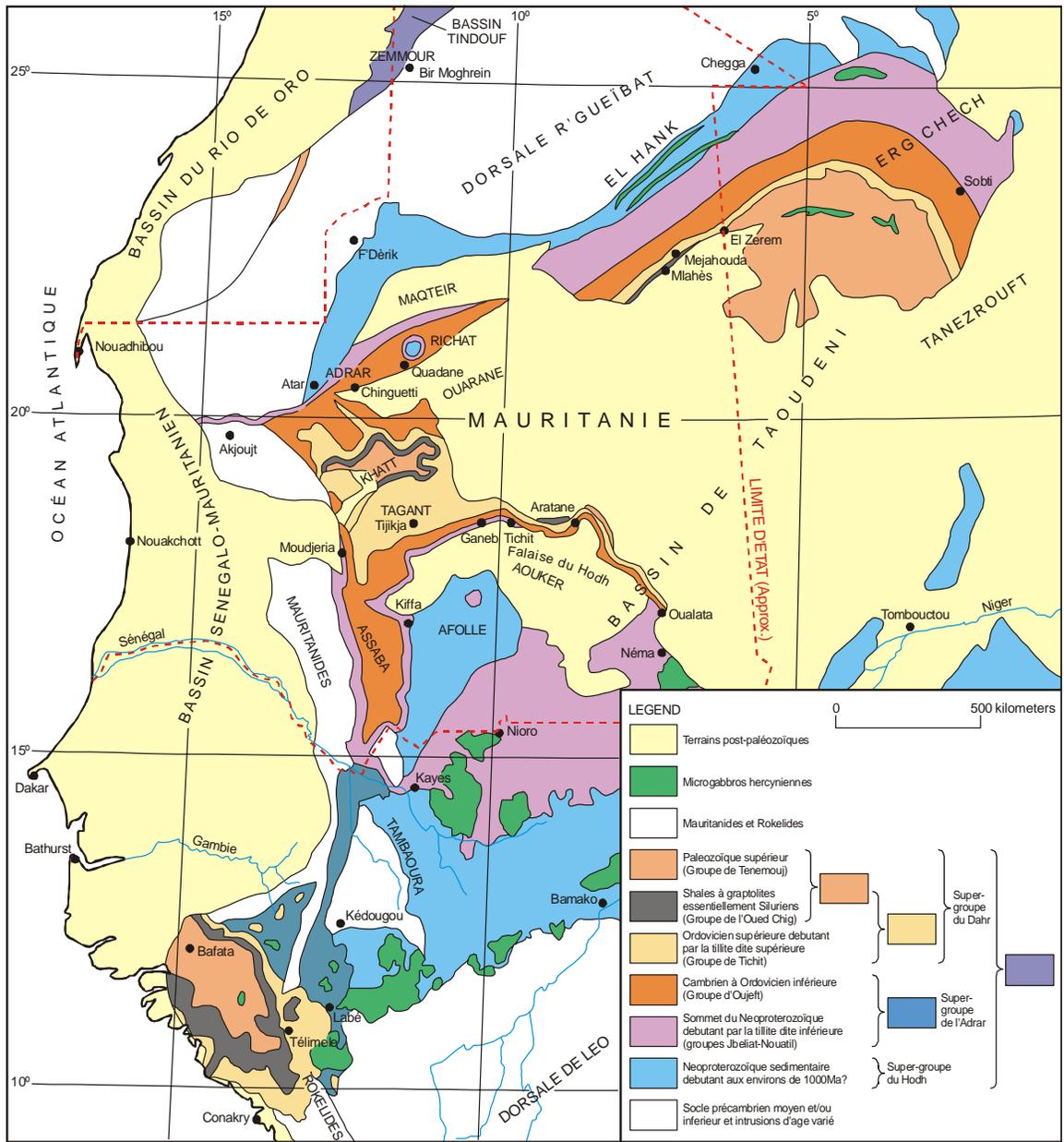


Figure 2. Géologie régionale du Bassin de Taoudéni Basin (d'après Pitsfield et al., 2004).

Super-groupe du Hodh

LÉGENDE

LITHOLOGIE

-  Calcaire et dolomie
-  Grès
-  Siltite
-  Argilite
-  Conglomérat
-  Socle granitique et métamorphique

STRUCTURE SÉDIMENTAIRE

-  Stratification entrecroisée
-  Stratification de dunes
-  Scolithes
-  Stromatolites domal
-  Ride d'oscillation
-  Stratification transverse enchevrons
-  Fissure de dessiccation
-  Granodécroissant
-  Granocroissant

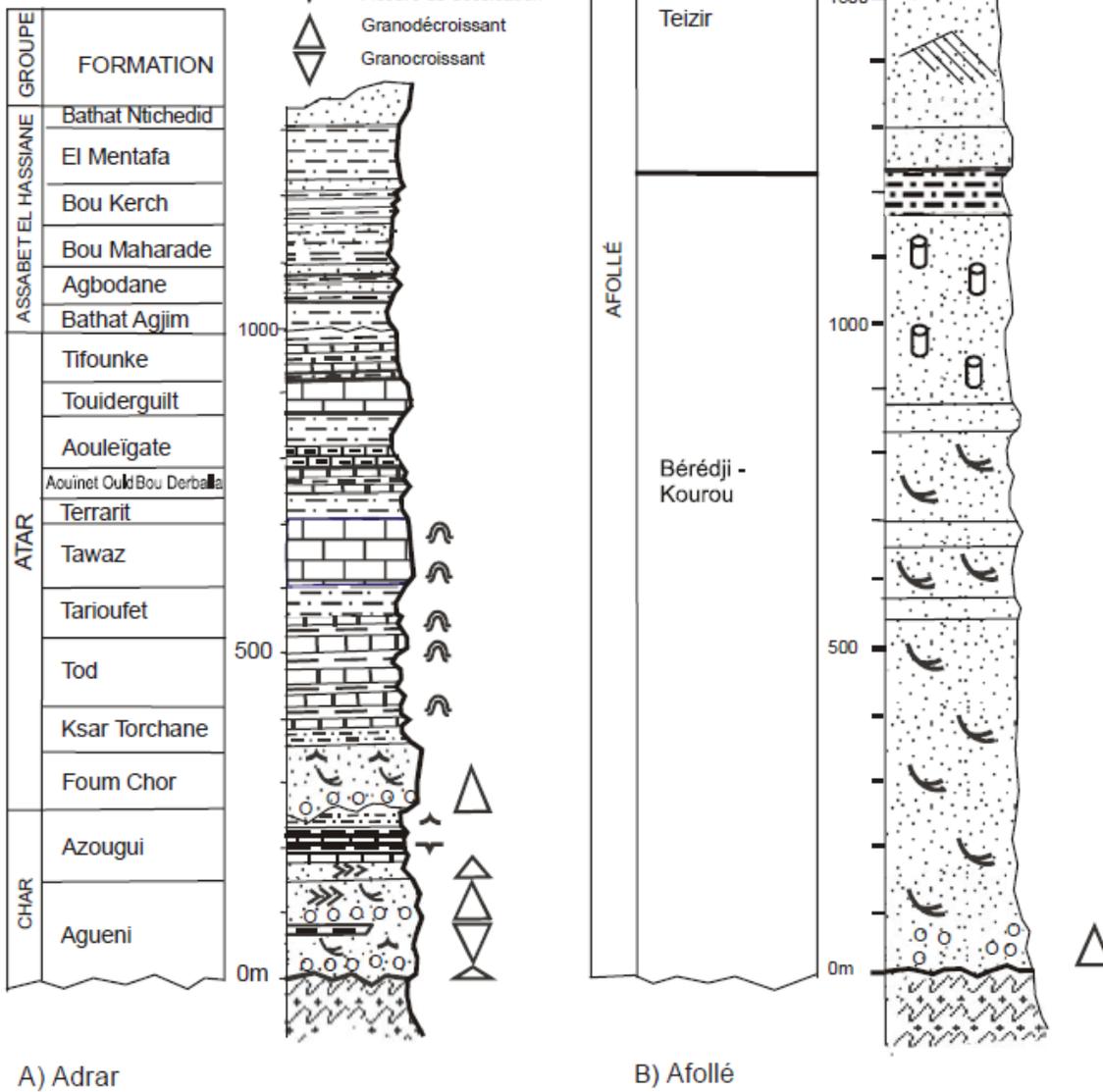


Figure 3. Stratigraphie du Supergroupe de Hodh (d'après Pitfield et al., 2004).

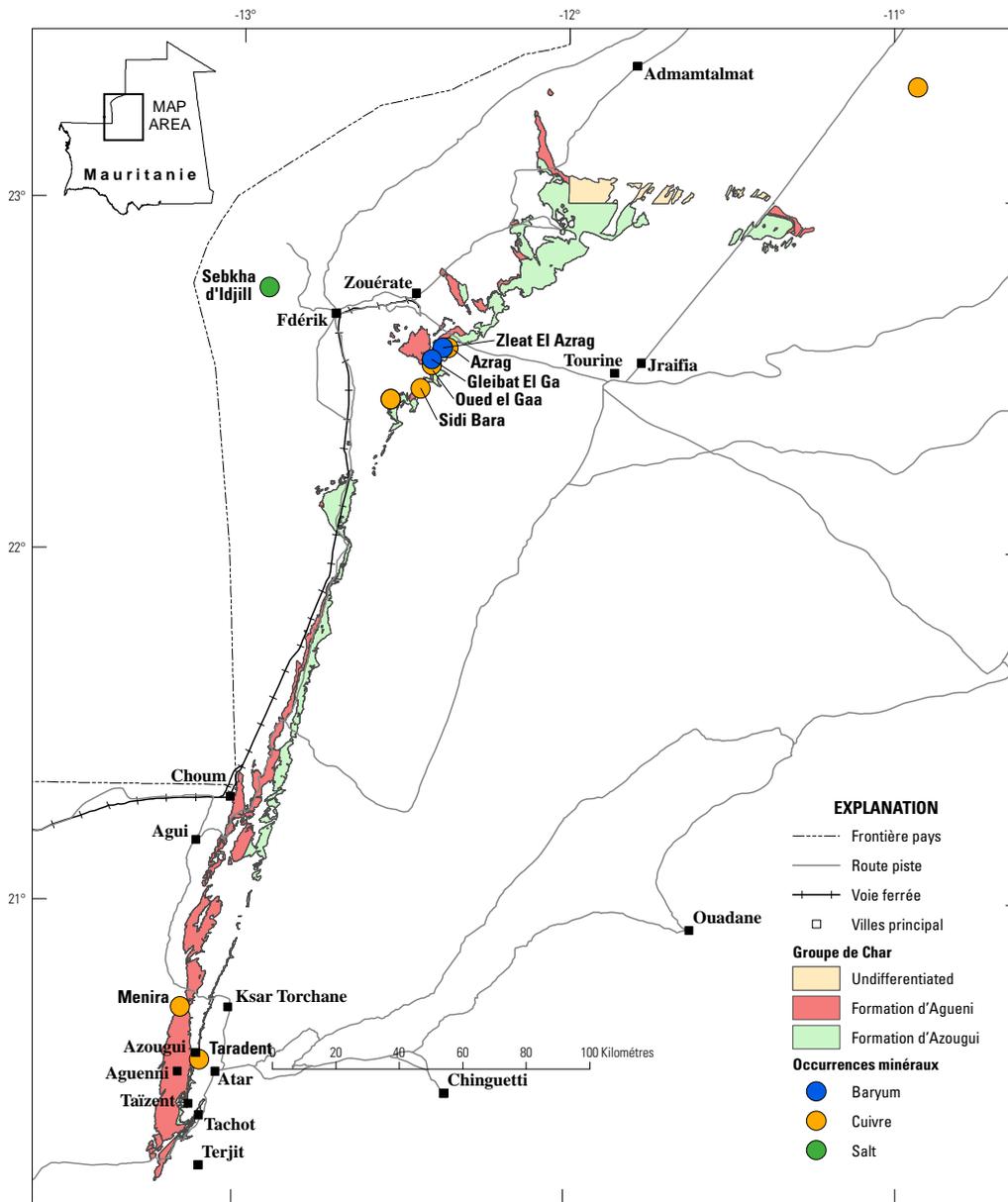


Figure 4. Présences de cuivre liées à la stratification au sein des sédiments, dans le Groupe de Char, au Nord-Ouest du Bassin de Taoudéni.

Au sein du Bassin Nord-Ouest de Taoudéni (Fig. 4), la présence la plus importante de cuivre stratiforme au sein de sédiments, à Taradent, juste à l’Ouest d’Atar, est constituée de trois horizons minéralisés au sein du Groupe du Néoproterozoïque Inférieur de Char, au sein de grès argileux, de silts calcaires, et de fines unités de carbonate, à proximité du contact entre les Formations d’Aguéni et d’Azougui (Fig. 5). Le Groupe de Char représente le premier de trois cycles majeurs transgressifs, devenant plus fin vers le haut. La Formation d’Aguéni, présente à la base, est essentiellement constituée d’arénites quartziques à grains grossiers à fins, en couches épaisses à très épaisses (de 0,8 à 4,0 mètres) Elle est également constituée d’accumulations locales de grès de type arkoses. Les couches présentent fréquemment

des stratifications entrecroisées à grande échelle, et des ondulations enveloppantes de boue, ou des marques de courant au sommet des lits. Un mince (0,5 mètre) conglomérat de début de séquence ou un grès conglomératique sont localement présents à la base, indiquant une érosion éolienne (Pitfield et al., 2004). Les couches d'arénite quartzique sont alternées avec des lits de mudstone massive rouge-pourpre (jusqu'à 4 mètres d'épaisseur) contenant des points de réduction blanc à vert-gris pâle. Les contacts à la base de la mudstone sont nets, alors les contacts du sommet sont graduels. Les couches de grès se transforment en lits fins en allant vers le haut de la coupe, et les couches de mudstone deviennent plus communes.

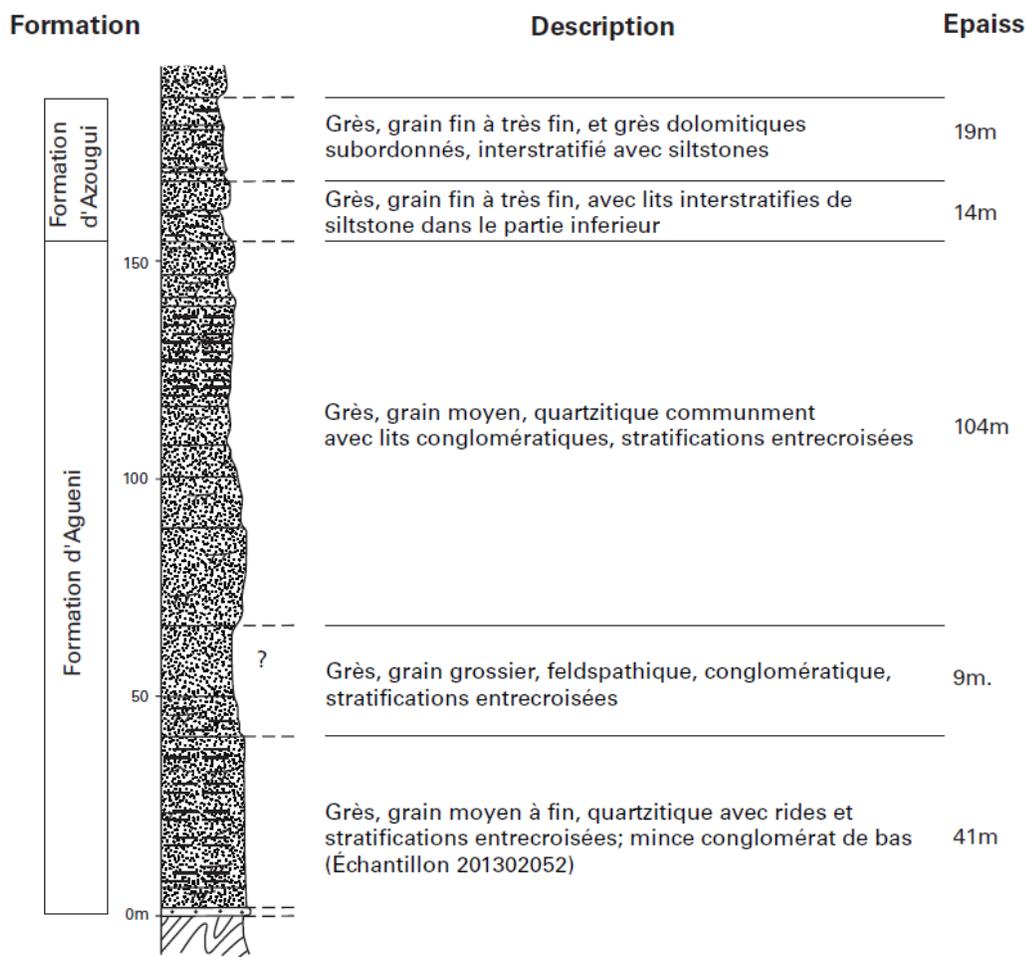


Figure 5. Coupe stratigraphique du Groupe de Char, au niveau de la localité type à proximité d'Atar (d'après Pitfield et al., 2004).

La Formation d'Azougui, recouvrant en concordance, consiste en des alternances de mudstones, de siltites, de grès, et de dolomies. Le contact est généralement identifié à la base de la première mudstone rouge-pourpre ou au niveau du grès dolomitique au-dessus de la Formation d'Aguéni. La Formation d'Azougui est dominée par une mudstone rouge-pourpre massive, friable, avec des bandes et des points de réduction verts, et avec de fins lits lenticulaires de grès à grain moyen. Des lits fins intermédiaires de siltites sont fréquemment verdâtres-gris et micacés. Les couches de dolomies sableuses sont d'une épaisseur allant jusqu'à 0,5 mètre, de couleur beige au niveau des surfaces altérées et litées de manière plane ou entrecroisée avec des pseudomorphes de halite et des fissures de dessiccation. Les dolomies sont rose-gris, massives ou stromatolithiques, et contiennent des nodules de chailles, ainsi que des fissures de dessiccation. Le sommet

de la Formation d'Azougui est localement caractérisé par une mudstone verte avec de très fins litages de couches ferreuses. La barite est présente au sein de la Formation, sous la forme d'inclusions millimétriques ou de veines largement liées aux strates (Pitfield et al., 2004).

Le Groupe de Char est interprété comme étant une séquence de marge continentale passive déposée pendant un épisode de rift de la marge Ouest du Craton Ouest Africain. L'essentiel de la Formation d'Aguéni est interprétée comme des dépôts marins peu profonds, subdivisés en associations de faciès dominés par les marées, les vagues ou le domaine fluvial, allant jusqu'à 50 mètres d'épaisseur. En général, la Formation d'Aguéni marque une séquence transgressive d'environnements de dépôt continentaux, côtiers, et éventuellement marins peu profonds (Pitfield et al., 2004). La progression en concordance, au sein de la Formation de recouvrement d'Azougui, marque une évolution continue de l'environnement de déposition, passant d'un contexte de continental à un contexte marin peu profond, probablement dans un environnement évaporatif. Les mudstones rouges-pourpres sont interprétées comme des dépôts de faible énergie d'un environnement plat d'estran, orienté vers la mer. Les grès dolomitiques, et les dolomites gréseuses, indiquent un environnement d'estran traversé par des courants de marées, des eaux salées, et des expositions périodiques subaériennes, comme cela est indiqué par les fentes de dessiccation et les pseudomorphes de halite (Pitfield et al., 2004). Cette succession d'affaissements de rift, marquant la première transgression marine au-dessus du socle dans le Bassin de Taoudéni, représente un environnement idéal pour la présence de faciès réduits de type cuivre stratiforme au sein de sédiments. Des présences mineures de cuivre, et plus rarement de zinc, au niveau de Tinzac (Mauk, à paraître) ont été trouvées dans les couches de dolomies, de grès dolomitiques, et les couches conglomératiques intraformationnelles de la Formation d'Azougui (Pitfield et al., 2004 ; Gunn et al., 2004).

À Taradent, une minéralisation de cuivre au sein de sédiments intervient à trois niveaux stratigraphiques de la Formation d'Azougui. L'horizon minéralisé le plus bas contient des traces de malachite, de chalcopirite, de chalcocite et de covellite, distribuées de façon sporadique sur une distance linéaire de plusieurs centaines de mètres, et en association avec des veines de barite et des stockworks au sein d'un grès calcaire, en lits alternés ou sous la forme de brèches. L'horizon du milieu est le plus important, et consiste en plusieurs centaines de mètres de malachite et de sulfures de cuivre au sein d'une dolomie et d'une brèche gréseuse dolomitique, à la base de deux intervalles dolomitiques. La malachite se présente sous la forme d'une pellicule sur les surfaces, sous la forme de tâches, et en association avec la chalcocite, la digénite, des traces de bornite s'étant développées avec la covellite, de la pyrite mineure et de la sphalérite en poches au sein des brèches. Cet horizon intermédiaire est présent au niveau de trois zones d'affleurement séparées par des alluvions, sur une distance linéaire de 12 km. Les teneurs en cuivre sont indiquées comme étant dans l'intervalle 0,2-0,75 pourcent. L'horizon supérieur consiste en des traces de cuivre dans un horizon de brèches carbonatées, au sein d'une séquence de siltites argileuses (Gunn et al., 2004).

L'affleurement, au niveau des coordonnées géographiques de la présence de Taradent, consiste en des grès blancs, bruns et roses, reposant à l'horizontale, de la Formation de Foum Chor (Fig. 6). Aucune minéralisation de cuivre n'a été trouvée sur une surface de un kilomètre carré à proximité de la tour radio. Les environs étaient extrêmement perturbés par ce qui semblait être des passages de bulldozer pour des parcelles d'habitations. La ligne de colline de plusieurs kilomètres à l'Ouest présentait également de grandes zones perturbées, mais en revanche aucune minéralisation de cuivre (Fig. 7). Il est probable que les coordonnées de Taradent sont inexactes, et la présence doit en fait être située à plusieurs kilomètres de là.



Figure 6. Photographie rapprochée du grès blanc, brun, et rose de type arkose de la Formation de Foug Chor, à Taradent.



Figure 7. Mur construit en grès blanc, brun, et rose de type arkose de la Formation de Foug Chor, à Taradent.

Une seconde présence est localisée au sein de la Formation d'Azougui, au niveau de Menira, à environ 25 kilomètres au Nord-Nord-Ouest d'Atar. Elle est décrite comme une présence sous la forme d'une petite veine. Toutefois, aucune information supplémentaire concernant cette présence n'est disponible (Gunn et al., 2004). Cette présence est considérée comme étant d'un accès difficile. Des tentatives effectuées en véhicule par une équipe de terrain de l'USGS pour localiser la présence à partir des côtés Ouest et Nord n'ont pas réussi. Les coordonnées géographiques actuellement enregistrées au sein de la base de données des présences minérales nationales (Marsh et Anderson, à paraître) situent la présence de Ménira au niveau du sommet d'un promontoire s'avancant en direction du Nord de l'Escarpement d'Adrar. Des notes au sein de la base de données laissent entendre que la présence a été localisée lors d'une campagne de

prospection de l'Office Mauritanien des Recherches Géologiques, et qu'elle est située au sein d'un granite Précambrien mylonitisé. Si tel est le cas, il est probable que les coordonnées soient fausses, et que la présence soit localisée au sein du Complexe Mésoarchéen d'Amsaga, à quelque distance de l'Escarpement d'Adrar, vers l'Ouest, et il faut en conclure que Ménira n'est pas une présence de cuivre stratiforme au sein de sédiments.

Trois autres présences de cuivre supplémentaires, médiocrement décrites, au sein du Groupe de la base de Char, sont situées approximativement à 25 kilomètres au Sud de Zouérate, et sont situées au même emplacement que deux présences de barite contenant de façon mineure des sulfures de plomb-zinc. La présence d'Oued El Gaa consiste en de la malachite mineure et des sulfures de cuivre oxydés comme ciment, au sein d'un conglomérat polymictite contenant des fragments angulaires de quartzite ferrugineuse (formation de fer rubané). Des notes au sein de de la base de données des présences minérales nationales (Marsh et Anderson, à paraître) indiquent que la présence est délimitée par des failles. Six kilomètres au Nord-Est, la présence d'El Azrag consiste en une barite mineure avec de la bornite, de la digénite, de la chalcocite, de la covellite, et des veinules de malachite, dans un lit de 20 cm d'épaisseur de grès dolomitique légèrement transformé en brèche, à la base de la Formation d'Azougui. La barite intervient au sommet du lit de grès dolomitique. La présence de Sidi Bara (Graret Sidi Baba), située approximativement à 8 kilomètres au Sud-Ouest d'Oued El Gaa, est décrite comme une minéralisation de cuivre au sein d'une dolomie grossière, au-dessus d'un lit fin de grès arkosique grossier à galets, reposant en discordance sur le socle Précambrien (O'Connor et al., 2005). Les commentaires dans la base de données laissent entendre qu'à la fois au niveau d'El Azrag et de Sidi Bara, la Formation d'Aguéni est absente, et que la Formation d'Azougui repose en discordance sur le socle. Oued El Gaa et El Azrag sont toutes les deux contrôlées structurellement, tandis que les commentaires sur la présence de Sidi Gara suggèrent qu'elle est stratiforme, et qu'elle s'est probablement formée en début de diagénèse. La barite est présente, et les minéraux de cuivre comprennent la chalcopyrite, la chalcocite, et la malachite. La bornite, la covellite, et la sphalérite sont observées au microscope, et la chalcopyrite contient des inclusions de pyrite (Marsh et Anderson, à paraître).

À l'Est de Zouérate, le Groupe de Char devient plus mince vers l'Est, en rencontrant une élévation du socle dénommée hauteur d'El Mzereb. À l'Est de Tourine, le Groupe de Char est essentiellement absent, et le Groupe d'Atar repose en discordance sur le socle. Un faciès latéral équivalent au Groupe de Char, dénommé au Nord-Est de la Mauritanie Groupe de Douik réapparaît à l'Est de la région de Hank, entre El Mzereb et Chegga, à proximité de la frontière algérienne (Fig. 8 – d'après Lahondère et al., 2003). Les descriptions du Groupe de Douik au Nord-Est de la Mauritanie sont semblables aux descriptions des Formations d'Aguéni et d'Azougui du Groupe de Char, dans la région d'Adrar. La Formation de la base de Glebet el Atores est approximativement de 80 mètres d'épaisseur au niveau de Chegga, et consiste en conglomérats reposant en discordance sur le socle, évoluant vers le haut en des grès à grains fins avec des lentilles de carbonates à stromatolithes, puis en des grès éoliens. La Formation en recouvrement de Chegga est d'environ 86 mètres d'épaisseur, et consiste en des grès à grains fins et des carbonates de faciès oolithique et stromatolithique, avec des indications de conditions évaporitiques en eau peu profonde, et d'un environnement à faible énergie (Lahondère et al., 2003 ; Fig. 9). De la même manière que dans la région d'Adrar, cette séquence stratigraphique représente la première transgression marine du bassin au-dessus des grès continentaux, et il s'agit d'un contexte géologique favorable pour une présence de cuivre stratiforme au sein de sédiments.

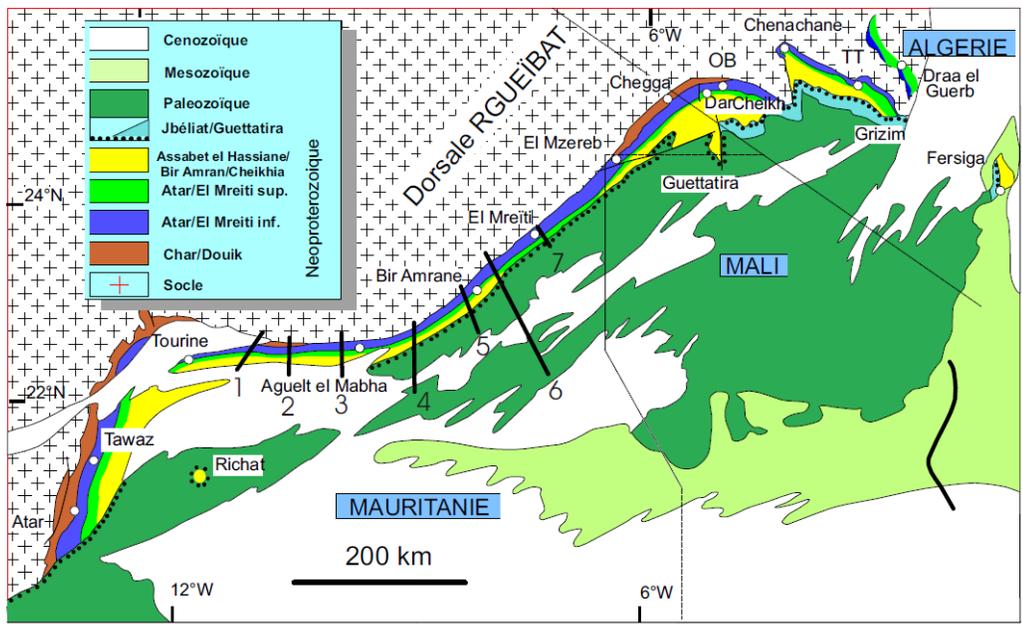


Figure 8. Géologie générale du Nord et du Nord-Est de la marge du Bassin de Taoudéni entre Tourine et Chegga (d'après Lahondère et al., 2003). L'horizon marqué en pointillés indique la présence cartographiée des tillites glaciaires de la base, appartenant au Groupe de Jbéliat.

		ADRAR (Atar/Guelb er Richat)			HANK (mauritanien)		ASSABA, AFFOLE, HODH		TAGANT	
	Discordance	Formation	Groupe	Unités 1/500 000	Formation	Groupe	Formation	Groupe	Formation	
Supergroupe du DHAR	Crétacé				Continental intercalaire		Continental intercalaire			
	Carbonifère	Discordance angulaire et de ravinement				Groupe de Telig				
		Surface de ravinement				El Guettara				
	Dévonien		El Ahguid	Tenemouj	Tenemouj		In Dagouber		Tenemouj	Tenemouj
		Surface de ravinement	Dhlaïet el Ateuch Aouïnet Zbel							
Silurien		Non subdivisée	Oued Chig	Oued Chig		Toba el Hamar		Oued Chig	Oued Chig	
Ordovicien		Non subdivisée	Tichit	Tichit		Tichit	Dakhlet Thiar Tabarit el Kbir	Tichit	Tichit	
	Discordance angulaire et de ravinement	Tergent Foum Nbeïka Touerga Beddamez	Oujeft	Oujeft	Erg Chech 2 (Zli)	Erg Chech	Sous groupe Aghaoujeft 2	Oujeft	Rachid	
Cambrien to Ordovicien ?	Surface de ravinement	Chinguetti			Erg Chech 1 (Tinioulig)		Sous groupe Aghaoujeft 1		Ganeb	
Supergroupe de l' ADRAR	Cambrien		E-n-Tourfine Serize	Nouatil	Nouatil	Non affleurant		Moudjéria	Nouatil	Oujaf
			Aouïnt Amogjar Amogjar			Kreb En Naga	Ferlankobé Achram	Dakhlet Barda		
		Discordance (onlap)	Terjit-Aguinjob							
			Goure Téniaouri Bthaat Ergil			Téniaouri	Téniaouri	Azlaf 2 Azlaf 1		Azlaf
Supergroupe du HODH	Néoprotérozoïque	Discordance angulaire majeure	Non subdivisée	Jbéliat	Jbéliat		Jbéliat	(grès supra tillitique; chaotique) (tillite)	Jbéliat	Jbéliat
		Discordance angulaire et de ravinement	Non affleurant			Non affleurant		El Aguer Lehbilé	Khang Naam	Khang Naam
			Bathat Ntichedid	Assabet el Hassian	Sous-groupe de Zreigât	Bir Amrane 3	Bir Amrane	Freïdi	Aïoun	
			El Mentafa		Sous-groupe de Taguilalet	Bir Amrane 2		Seyal (Seyal 1)		
		Surface de ravinement	Bou Kerch Bou Maharade Agbodane		Sous-groupe de Ti-n-Bessaïs	Bir Amrane 1		Bou Habcha		
		Discordance angulaire	Bathat Agjim							
			Touiderguilt Aouleigate Aouïnet Ould Bou Derballa Terrarit	Atar	Sous-groupe 2	Elb Nous	El Mreiti	Maoudass Téguel Ouézé Rhaïfara	Souroukoto	
			Tawaz			Ligdam		El Gleïta		
		Ravinement surface	Tarioufet			Tenoumer		Non affleurant		
			Tod		Gouamir					
Ravinement surface	Ksar Torchane	Aguelt el Mabha Touirist En Nesoar Khatt								
Mésoprotéroz. ?	Ravinement surface	Foum Chour	Char ?		Char ?	Non affleurant				
	Discordance de base majeure	Azougui Agueni	Char	Char						

Figure 9. Correlation des unités stratigraphiques à travers l'ensemble du Bassin de Taoudéni (d'après Lahondère et al., 2008).

Les zones de pincement du Groupe de Char contre les flancs de la hauteur d'El Mzereb, à l'Ouest de Tenoumer et à l'Est d'El Mreitti, représentent un contexte géologique favorable à une présence de cuivre stratiforme au sein de sédiments (Fig. 10). Ces relations ont été reconnues dans cette zone par les équipes du BRGM (Marot et al., 2003). Toutefois, il n'y a pas de présences connues de cuivre au sein du Groupe de Char ou de strate équivalente à l'Est de Zouérate. Entre Tenoumer et El Mreitti, sur la hauteur d'El Mzereb, le Groupe de Char Group est absent, et les équivalents latéraux, en termes de faciès du Groupe d'Atar, reposent en discordance sur le socle Précambrien. Dans les régions Est de Khatt et de Hank de la marge du Bassin de Taoudéni, il est dénommé Groupe d'El Mreiti, et consiste de la base vers le haut en des grès transgressifs (Formation de Khatt), de la dolomite stromatolithique (Formation de Nesoar), de la dolomite gréseuse (Formation de Tourist), des schistes noirs (considérés comme des schistes bitumineux par Marot et al., 2003) et des schistes pélitiques de la Formation d'Aquelt el Mabha, et de quatre formations supplémentaires ayant toutes un caractère marin (Lahondère et al., 2003). En dépit du fait qu'elle soit une séquence transgressive reposant sur le socle, et allant d'un grès à la base jusqu'à des schistes noirs, il manque à cette série une épaisse séquence de grès continental (oxydé) à sa base pour fournir les roches source de cuivre nécessaires à la formation des présences de cuivre. Les grès de la formation de la base de Khatt sont vus comme incluant un fin (10-40 mètres d'épaisseur) grès terrigène recouvert par des grès de ligne littorale et de tempête, puis finalement par les roches carbonatées biostromales de la Formation de recouvrement de Nesoar. En dépit donc de la découverte de schistes bitumineux au sein de la séquence sédimentaire de la région de Hank, au niveau de la marge Nord du Bassin de Taoudéni, fournissant un fort réducteur, cet environnement n'est pas considéré favorable à la présence de cuivre stratiforme au sein de sédiments. Une présence mineure de sphalérite associée avec le calcaire gris des Formations de Tourist et d'Aquelt el Mabha, au sein de la région de Hank, est signalée par Marot et al. (2003).

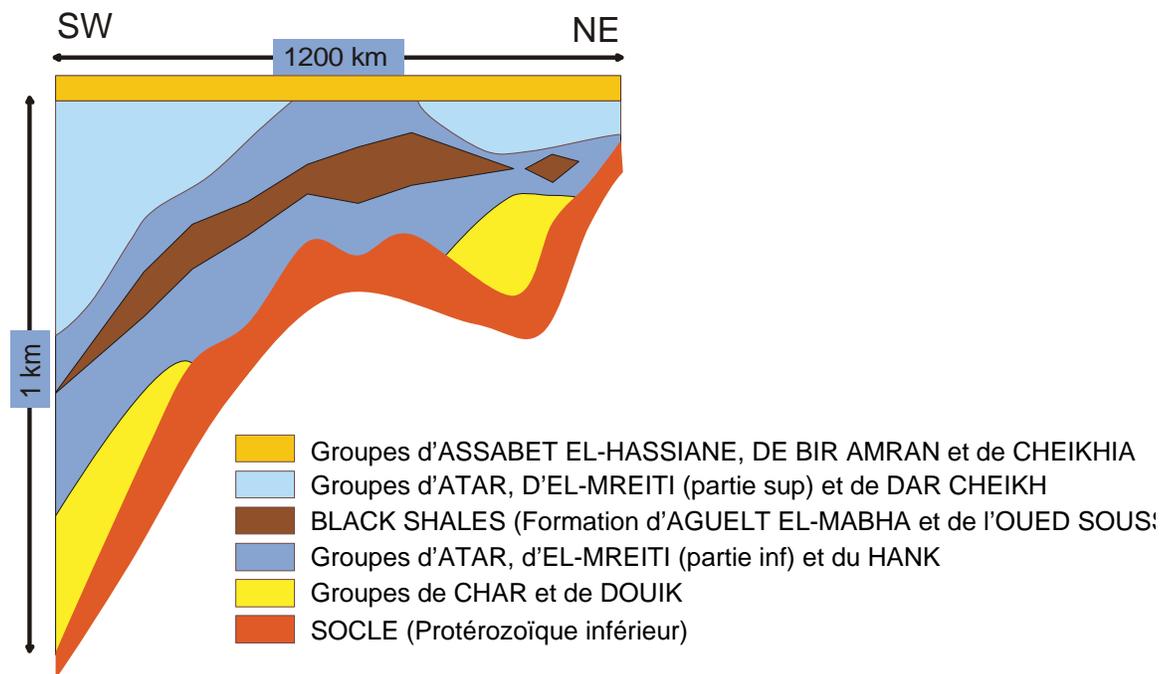


Figure 10. Diagramme de la corrélation stratigraphique à travers la hauteur d'El Mzereb montrant l'absence des roches sédimentaires de la base, appartenant au Groupe de Char-Douik (d'après Lahondère et al., 2003).

5.2 – Nord, Centre et Sud du Bassin de Taoudéni – Groupes de Jbéliat et Téniaouri

Un potentiel supplémentaire de dépôts de cuivre stratiformes au sein de sédiments est signalé dans les rapports du BGS (Gunn et al., 2004) et BRGM (Marot et al., 2003; Salpeteur, 2005) au sein des roches sédimentaires du Néoprotérozoïque-Cambrien du Supergroupe d'Adrar, au Nord-Est, dans le Centre, et au Sud du Bassin de Taoudéni, représentées par des douzaines de présences. Une présence unique est indiquée dans la région de Chegga, dans l'extrême Nord-Est de la Mauritanie. Des ensembles de présences sont indiqués dans la région d'Affolé-Hodh, à l'Est et au Sud d'Ayouun El Atrous, et des présences isolées sont signalées au Nord d'Ayouun El Atrous, et au Sud de Kankossa, dans la région d'Assaba (Fig. 11). Des présences supplémentaires de cuivre au sein des roches sédimentaires du Néoprotérozoïque-Cambrien, à proximité immédiate de roches intrusives mafiques Jurassiques, existent à la fois dans le Nord-Est et le Sud-Est du pays. Ces présences sont probablement liées à des processus hydrothermaux associés à une activité intrusive, et examinées ci-dessous. Les roches encaissantes de ces présences correspondent, en allant vers le haut, à une succession de dolomites et barites stromatolithiques, de schistes, de silts, de chailles, de chailles à radiolaires, des pélites à coloration zonée, de jaspe, et de grès du Groupe de Téniaouri-Azlaf surmontés par une dolomite stromatolithique sommitale, recouvrant des arkoses et des tillites glaciaires du Groupe de Jbéliat (Figures 9, 12, et 13). Des sills, dykes, et laccolites de gabbro et microgabbro, probablement d'âge Jurassique recourent la séquence, et sont très répandus à travers l'ensemble du Bassin (Gunn et al., 2004).

Bien qu'il y ait un grand niveau d'incertitude concernant la nature de ces présences, et particulièrement celles situées à proximité des intrusions mafiques Jurassiques, on imagine que certaines sont de type cuivre stratiforme au sein de sédiments. En dépit de la position des roches hôtes, très haut dessus du socle, dans une position stratigraphique non-liée à la première transgression marine favorable recouvrant les roches clastiques continentales, il existe des précédents pour ce type de minéralisation du cuivre, au niveau, ou juste au-dessus des tillites glaciaires, à l'intérieur des strates réductrices. Au sein de la Ceinture du cuivre d'Afrique Centrale, la plupart des importants dépôts de cuivre sont situés dans le Groupe Roan inférieur, au niveau d'une interface d'affaissement de rift entre les roches siliclastiques continentales et les schistes noirs, ou les carbonates, représentant une première transgression marine suivant une période de développement d'un rift intracratonique (Hitzman et al., 2005). Toutefois, un nombre important de plus petits dépôts et de nombreuses présences sont associées avec la tillite glaciaire du Grand Conglomérat, et les roches carbonatées de recouvrement du Groupe de Nguba (Hitzman et al., 2005 ; Selley et al., 2005 ; Cailteux et al., 2005 ; 2007) probablement en raison de la perméabilité plus importante des tillites, qui fournit une voie à la migration des fluides salins porteurs du cuivre le long d'un horizon surmonté par des strates relativement imperméables et porteuses d'éléments réducteurs. Il est probable que le contact entre les tillites de Jbéliat, les carbonates de recouvrement, et les couches riches en schistes du Groupe de Téniaouri, est également un horizon redox de même type. Cette interface redox, très au-dessus de la base de la succession sédimentaire de Taoudéni, est néanmoins une barrière physico-chimique efficace à la migration de fluides riches en cuivre, et cela explique l'existence de petites présences de cuivre stratiforme au sein des sédiments, le long de cet horizon, très éloignées des parties centrales du Bassin.

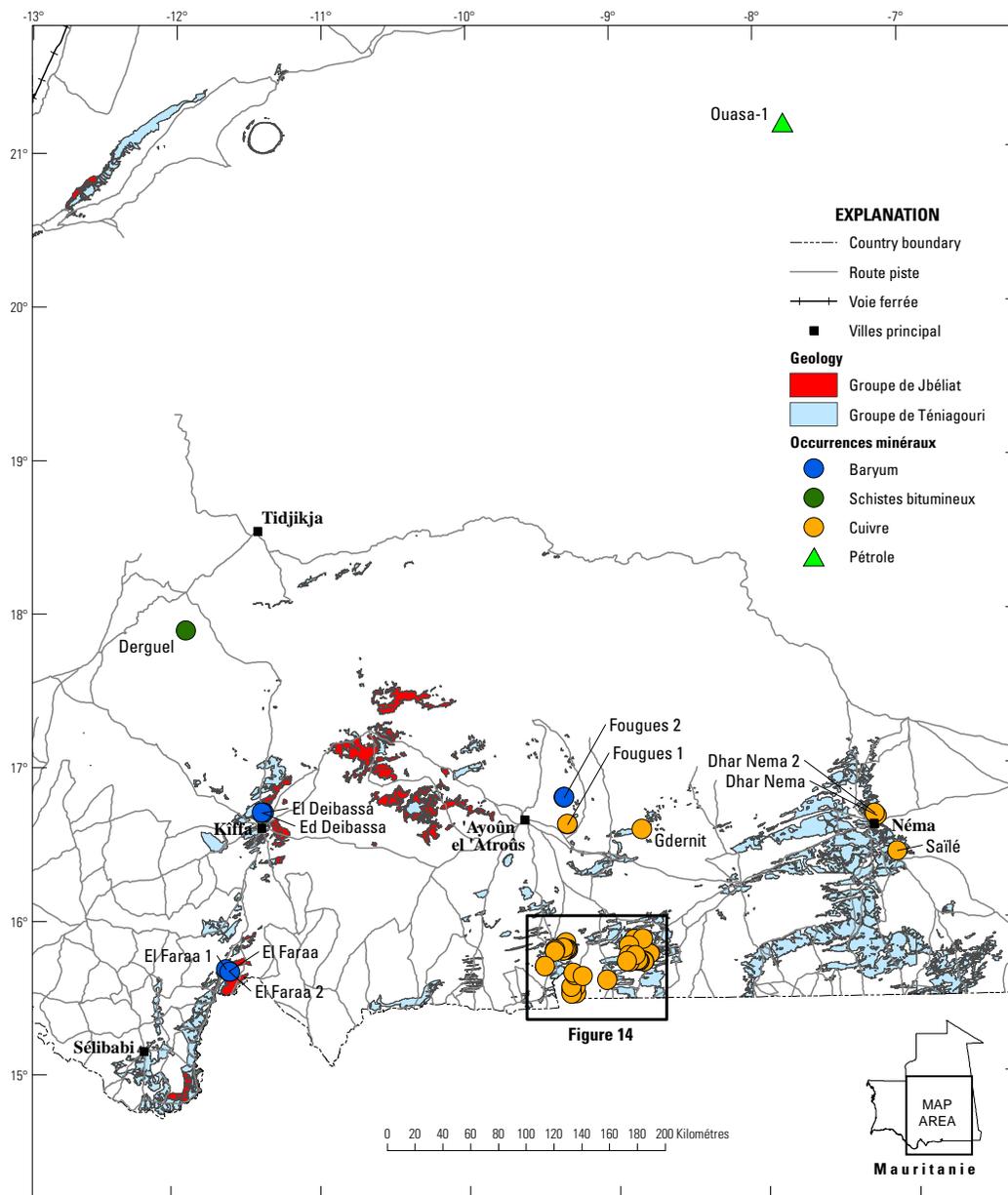


Figure 11. Présences de cuivre au Sud et au Sud-Est du Bassin de Taoudéni. Le rouge indique l’affleurement cartographié du Groupe de Jbéliat, et le bleu clair, le Groupe de Ténigouri.

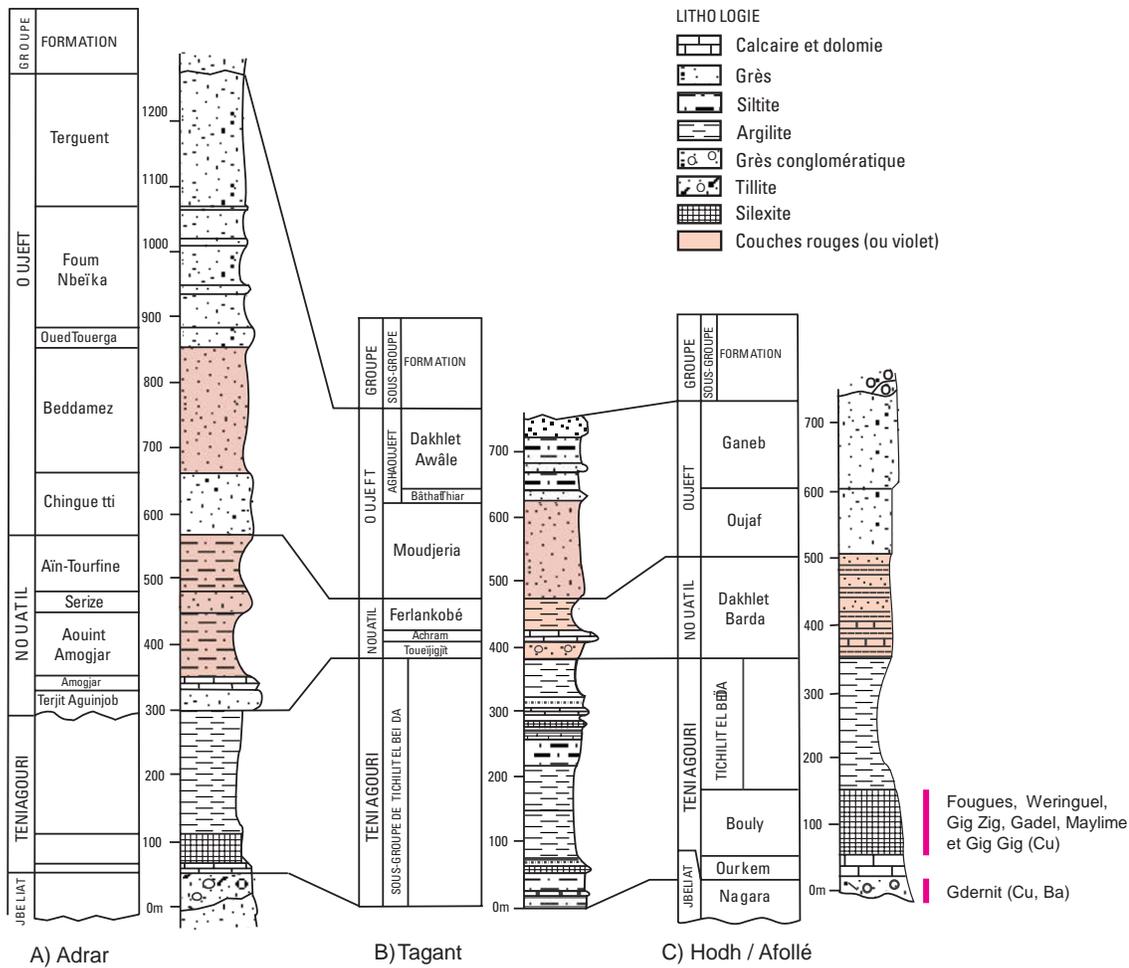


Figure 12. Corrélation stratigraphique du Supergroupe d'Adrar, en partant de la région d'Adrar jusqu'à la région d'Afollé du Bassin de Taoudéni. Les sections roses indiquent la position stratigraphique des présences de cuivre stratiformes au sein des sédiments examinés dans le texte (d'après Gunn et al., 2004).

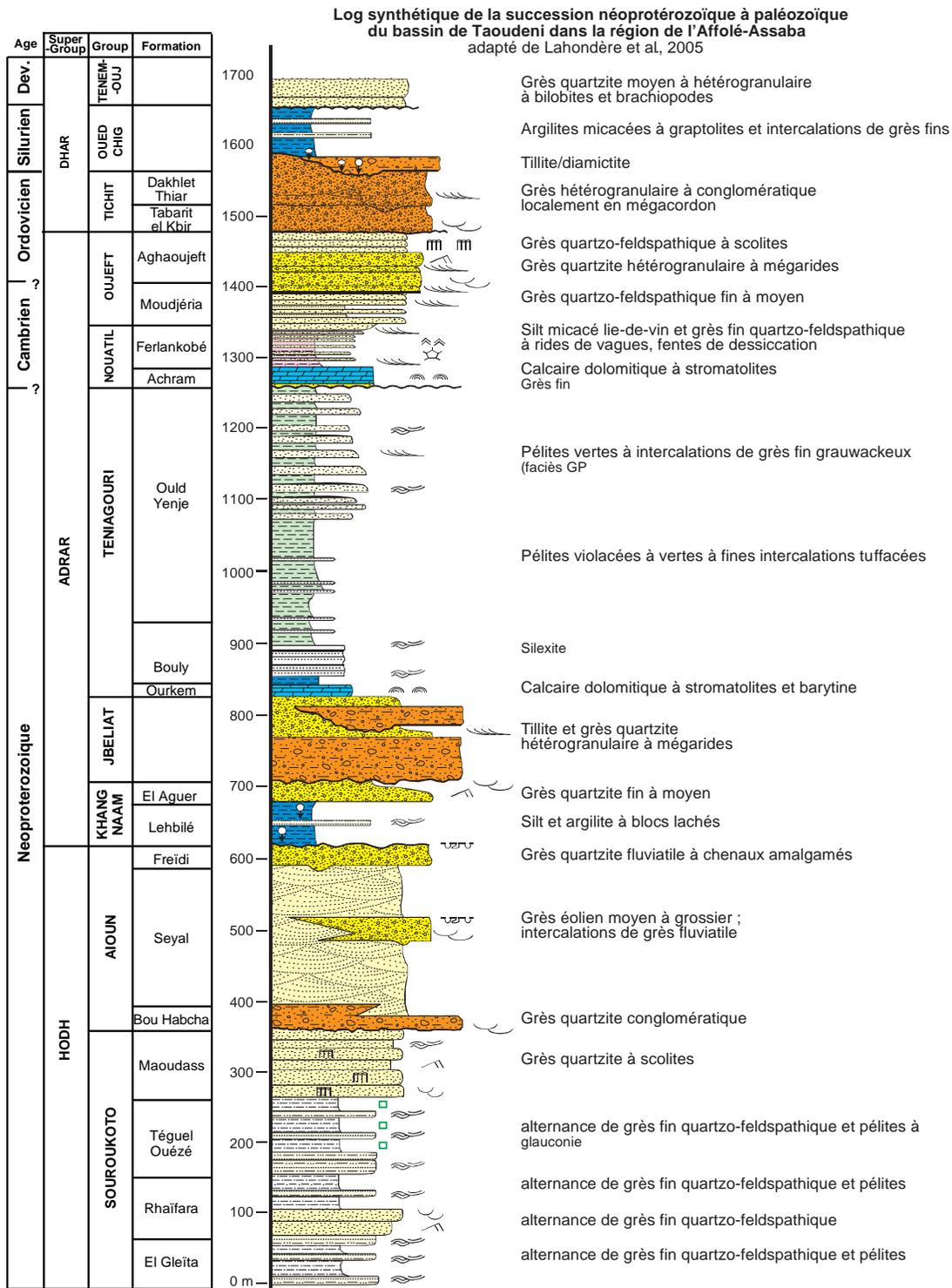


Figure 13. Coupe stratigraphique du Supergroupe d'Adrar dans les régions d'Assaba, d'Affolé, et de Hodh du Bassin de Taoudéni (d'après Lahondère et al., 2008).

La présence de Chegga Guettatira est la plus au Nord, et peut être la plus significative de cet ensemble de présences. Elle est située au sein de la région de Chegga, à proximité de la frontière algérienne, dans l'angle éloigné Nord-Est du pays (Fig. 11). La minéralisation de cuivre est incluse dans des siltites

localement calcaires, au sein d'une unité de grès calcaire, sous les tillites de Jbéliat. Un sill de gabbro recoupe l'unité de grès. La couche minéralisée s'étend sur environ 12 km de long, avec une épaisseur de 1,5 mètre. Elle consiste en quatre couches de grès fin avec des nodules (de centimétriques à décimétriques) riches en cuprite, malachite et covellite. La chlorite et la calcédoine envahissent le ciment. La teneur de la couche la plus riche atteint jusqu'à 0,82% de Cu (avec une signature géochimique d'As, de Sb, de Zn, de Pb, de Sn, et d'Ag). Marot et al. (2003) considèrent la présence de Chegga Guettatira comme syngénétique, et la comparent à la minéralisation de cuivre, aussi bien de l'Anti-Atlas marocain, que de la Ceinture du cuivre d'Afrique Centrale. Cette étude conclut à l'association directe avec un sill mafique Jurassique (?), et au fait que la présence inhabituelle d'As et de Sn au sein de la géochimie enregistrée, est l'un des aspects troublants pour l'inclusion de cette présence à une liste de dépôts de type cuivre stratiforme au sein de sédiments. Il demeure possible que la présence soit génétiquement liée à un ensemble de présences de cuivre à travers l'ensemble du Bassin de Taoudéni, s'étant formé au cours de l'intrusion de roches intrusives mafiques Jurassiques très répandues (voir ci-dessous).

La présence de Weringuel a été découverte par le BRGM en 1961, et se situe à environ 11 kilomètres au Sud de Kankossa, dans la région d'Assaba (Fig. 11). La minéralisation de cuivre est décrite comme étant stratiforme, avec des veines en concordance contenant de la malachite et de la barite au sein de l'unité inférieure dolomitique de la Formation de Bouly (Gunn et al., 2004). Une mission de prospection pour le cuivre a décrit Weringuel (également appelée Ouringuel) comme une présence de cuivre située au sein d'un horizon carbonaté à barite, et a exploré la zone en 1982 (Donzeau et al., 1982). Ils ont confirmé le contexte stratigraphique de la région, mais n'ont observé aucune minéralisation de cuivre. Des commentaires dans l'inventaire national des présences minérales (Marsh et Anderson, à paraître) décrivent les roches hôtes comme une succession de bas en haut d'arkoses, de tillites, et de dolomite grise, avec des concrétions de barite et de malachite, des chailles à radiolaires, et du jaspe. Les descriptions sont donc compatibles avec des présences de cuivre stratiforme au sein des sédiments situées au sein de strates réductrices, juste au-dessus de l'arkose perméable et de l'horizon de tillites. Toutefois, aucune étude détaillée n'a été menée au niveau de Weringuel (Gunn et al., 2004).

La présence de Niabini est située à environ 95 kilomètres au Nord d'Ayoun El Atrous, dans une région de dunes de sable (Erg Aouker) parcourue par des oueds secs. Cette présence a été trouvée par le BRGM en 1955, et est décrite comme étant un horizon minéralisé de chailles à radiolaires, rencontré à une profondeur de 34 mètres lors du creusement d'un puits au niveau de Niabini. Il a été indiqué que la minéralisation consistait en de la malachite, associée avec de l'hématite et de la calcite. Les chailles étaient considérées comme ayant subi un métamorphisme de contact avec une roche intrusive de type gabbro (Bence, 1955). Le BRGM a exploré le site de Niabini en 1982, et a pu situer le puits et les tas de stériles associés. Toutefois, le puits lui-même était rempli de sable, empêchant tout examen de l'horizon minéralisé. Une malachite mineure a été observée sous forme de plaquage et de revêtement des fissures au sein des schistes gris-pourpres (probablement Formation de Bouly) dans les stériles (Donzeau et al., 1982).

La présence de Fougues 1 est située à environ 30 kilomètres à l'Est d'Ayoun El Atrous, au sein des schistes silicifiés et du jaspe de la Formation de Bouly, affleurant sur une zone de 2 kilomètres sur 500-800 mètres. La minéralisation est décrite comme étant un horizon fin, centimétrique, contenant principalement de la chalcocite, avec une covellite mineure et de l'hématite. La présence de minerais peut être liée à une érosion de surface et représenter un enrichissement supergène au-dessus d'une présence de sulfure de cuivre (Gunn et al., 2004). L'extension latérale de la présence sous la couverture des sables est inconnue.

La présence a été découverte par le BRGM lors d'un travail de terrain régional effectué en 1953, et est enregistrée comme étant située à 3,5 kilomètres au SSE des puits de Fougues, au niveau d'un affleurement isolé de grandes dalles de chailles à radiolaires. Une analyse contenait 5,85 pourcent de cuivre (Bense, 1953). Dans une description quelque peu différente, Donzeau et al. (1982) indiquent que la présence de Fougues est incluse dans des schistes gris-noirs à pourpres au sein d'un affleurement horizontal d'environ 0,2 km², au milieu d'un champ de dunes. Une malachite mineure et du chrysocolle sont associés à de l'hématite, de la calcite, et de l'épidote, au sein de lentilles en forme de dômes ou de renflements, le long d'un horizon d'épaisseur millimétrique de grès à grain fin rosâtre à verdâtre, en alternance avec les schistes. Le BRGM a répertorié 30 de ces dômes, chacun étant de 3-5 cm d'épaisseur et de 1-2 mètres de long. Des tranchées au niveau de trois de ces dômes indiquent que seul un horizon minéralisé est présent au sein du mètre supérieur des schistes. Un échantillon de 20 kg recueilli à partir d'un certain nombre de ces dômes contenait 0,8 pourcent de cuivre. Un second échantillon recueilli à partir d'une surface de régolithe à 500 mètres au Sud de l'affleurement de 0,2 km² contenait 1,2 pourcent de cuivre (Donzeau et al., 1982). Le BRGM a indiqué que les schistes adjacents de l'horizon minéralisé étaient durcis, et a suggéré qu'il pouvait s'agir d'un effet thermique. Un gabbro flottant (?) intervient 2,6 kilomètres au Nord de la présence (Donzeau et al., 1982). Des commentaires au sein de la base de données nationale des présences minérales (Marsh et Anderson, à paraître) laissent également entendre que la roche hôte de l'horizon minéralisé sont les schistes gréseux gris-noirs à pourpres, des pélites, et des chailles à radiolaires, et que l'horizon peut prendre une extension de 150 x 200 mètres. Les minéraux porteurs de cuivre peuvent aussi inclure la bornite, la malachite, et le chrysocolle. L'origine de la présence est incertaine, et en dépit de l'absence de roches intrusives cartographiées dans la région (Lahondère et al., 2005b), la présence peut être reliée aux sills Jurassiques de type gabbro.

Une seconde présence, Fougues 2, est située à environ 20 kilomètres au Nord de Fougues 1, dans une zone de dunes de sable et d'alluvions Quaternaires. Peu d'information sont disponibles sur cette présence, à laquelle correspondent des commentaires descriptifs très similaires à ceux décrivant Fougues 1. Fougues 2 est située au même endroit qu'une présence de barite du même nom, décrite comme présentant des incrustations de 5 cm d'épaisseur de barite, avec des minéraux verdâtres (peut-être de la malachite avec de la pyrolusite) au sein d'une roche sédimentaire grise (Marsh et Anderson, à paraître). Les descriptions de la minéralisation sont cohérentes avec un type de cuivre stratiforme au sein de sédiments, mais il y a peu d'informations disponibles, et une partie de celles-ci sont contradictoires. Un travail complémentaire est nécessaire au niveau de ces sites.

Une troisième présence de cuivre de type stratiforme (Salpeteur, 2005), dénommée Gdernit, est située à approximativement 50 kilomètres à l'Est de Fougues 1. De l'information disponible (Marsh et Anderson, à paraître) suggère que la présence est située au sein d'un calcaire dolomitique Néoprotérozoïque, et consiste en une malachite rare, disséminée avec de la barite et de la pyrite. La carte du BRGM à l'échelle 1:200,000 situe la présence au sein de la Formation d'Ould Yenje (Lahondère et al., 2005b). Donzeau et al. (1982) indiquent que des points mineurs de malachite sont associés avec du carbonate / de la barite au sein de roches extraites d'un puits. De façon semblable à la présence de Weringeul, Gdernit est l'une des quelques présences à être connues pour contenir une minéralisation de cuivre stratiforme au sein de sédiments, au contact entre les tillites de Jbéliat, et la couverture en recouvrement de l'horizon de carbonate-barite (Donzeau et al., 1982).

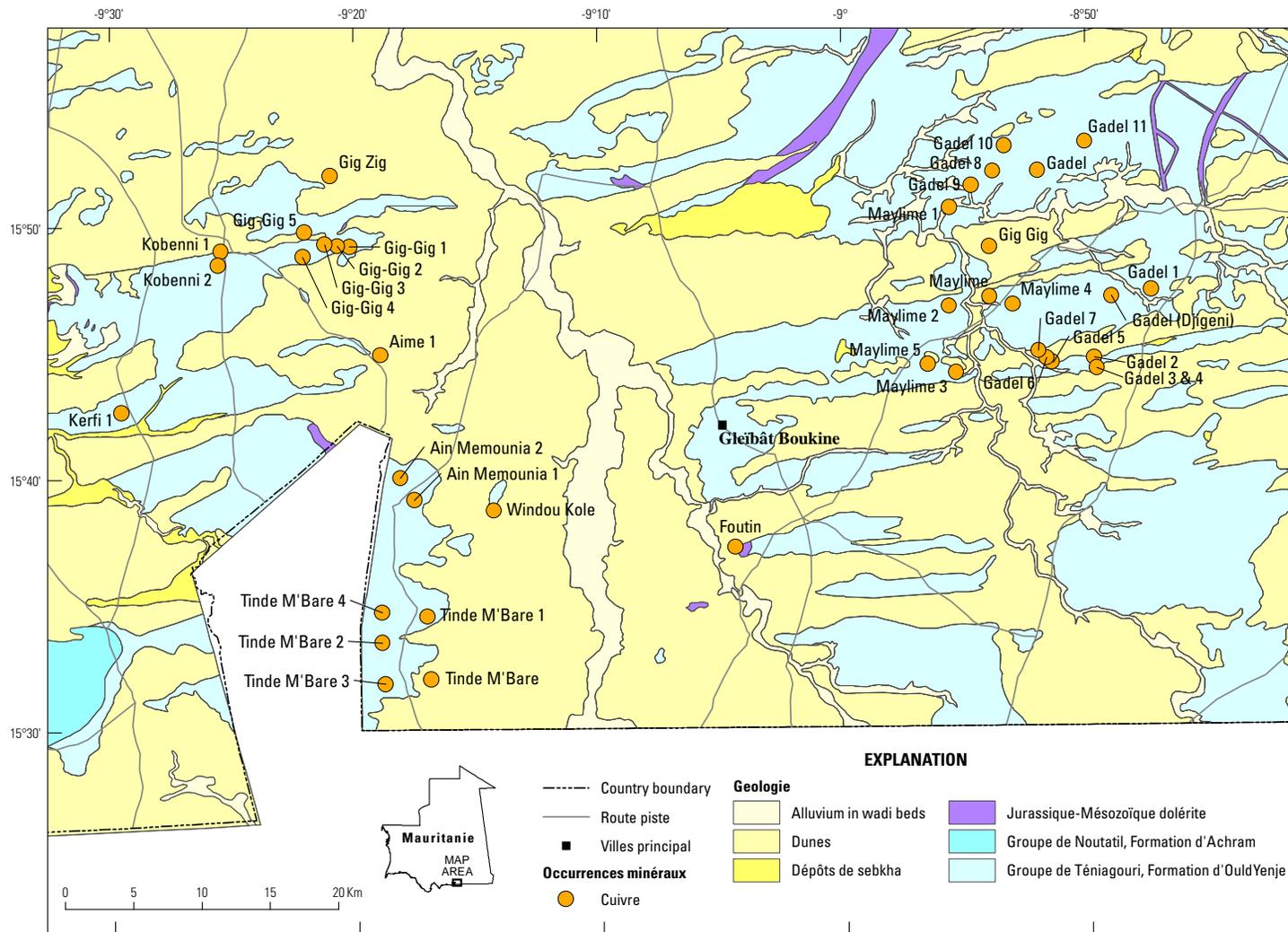


Figure 14. Carte géologique simplifiée de la région proche de Gleibat Boukine montrant un affleurement de la Formation d'Ould Yenje et l'emplacement des présences de cuivre citées dans le texte.

Ce qui est peut-être la plus importante concentration de présences de cuivre contenues au sein des roches sédimentaires de Mauritanie, est située approximativement entre 90 et 130 kilomètres au Sud-Est d'Ayoun El Atrous, à proximité de la frontière avec le Sénégal. Deux ensembles majeurs de présences, séparés par l'oued, immédiatement à l'Ouest de Gleibat Boukine, interviennent au niveau d'un affleurement cartographié comme la Formation d'Ould Yenje (Lahondère et al., 2005b). L'ensemble Ouest comprend les séries de présences de Gig-Gig et de Tinde M'Bare, de Gig-Zig, de Kobenni 1 et 2, d'Ain Memounia 1 et 2, d'Aime, de Kerfi, et de Windou Kale. L'ensemble Est comprend Fioutin, et les séries de présences de Gadel et de Maylime, pour un total d'environ 37, pour lesquelles des entrées existent au sein de la base de données nationale des présences minérales (Marsh et Anderson, à paraître ; Fig. 14). L'ensemble de ces présences ont apparemment été découvertes par le BRGM en 1982 lors d'un programme de prospection du cuivre dans la région d'Afollé (Donzeau et al., 1982; Salpeteur, 2005). La zone d'affleurement est d'une taille d'environ 90 x 30 kilomètres, et consiste généralement en des expositions médiocres, couvertes par du sable, du régolithe, de l'herbe, ainsi que par des siltites et des schistes de la Formation d'Ould Yenje, avec un faciès à siltites vers le Sud. La meilleure exposition de roches intervient sur les bords des oueds, et dans les puits d'eau qui sont creusés par les résidents locaux chaque année pendant la saison sèche, en préparation de la récupération d'eau (Fig. 15 – photographie d'un puits dans la région de Gadel-Maylime). Donzeau et al. (1982) indiquent que chaque présence nommée représente une série de plus petites présences, réparties à travers de zones s'échelonnant en taille de dizaines jusqu'à des centaines de kilomètres carrés (par exemple la série de Gadel 1 à 11).

La minéralisation du cuivre prend quatre formes différentes, pouvant être trouvées individuellement ou associées. Ces formes sont (Donzeau et al., 1982; Fig. 16) :

- Des brèches minéralisées avec clastes de schistes ou de grès. Malachite et chrysocolle interviennent au sein du ciment avec de l'hématite, et rarement de la magnétite
- De la malachite en plaquages ou revêtements au sein des fissures ou des veinules
- Des horizons stratiformes millimétriques de siltites contenant de l'hématite, de la malachite, de l'épidote, et de la calcite
- Des imprégnations de malachite au sein de faciès de grès.

Donzeau et al. (1982) ont remarqué que la minéralisation est rarement visible au niveau de l'affleurement en raison de la médiocre exposition de la zone d'Ayoun El Atrous. La plupart des présences sont localisées en examinant les stériles entourant les anciens puits d'eau, ou les graviers et les galets répartis sur les surfaces de régolithe. Ils ont également noté la présence omniprésente de sills mafiques Jurassiques (?) et de dykes à travers le Sud de la Mauritanie, engendrant une induration des schistes. Ils ont conclu que l'essentiel de la minéralisation de la région d'Ayoun El Atrous est d'origine épigénique, et probablement en lien, soit avec du métamorphisme de contact (skarn), soit avec des fluides hydrothermaux en lien avec l'intrusion des gabbros. Les seules exceptions peuvent être Tinde M'Bare 3 et 4, qui semblent être des présences stratiformes au sein de sédiments. Les présences qui sont indiquées comme étant directement associées avec des roches intrusives mafiques comprennent Aime et Windou Kole, le deux consistant en de rares tâches de chalcopryrite disséminée, ou de la malachite au sein de microgabbro.

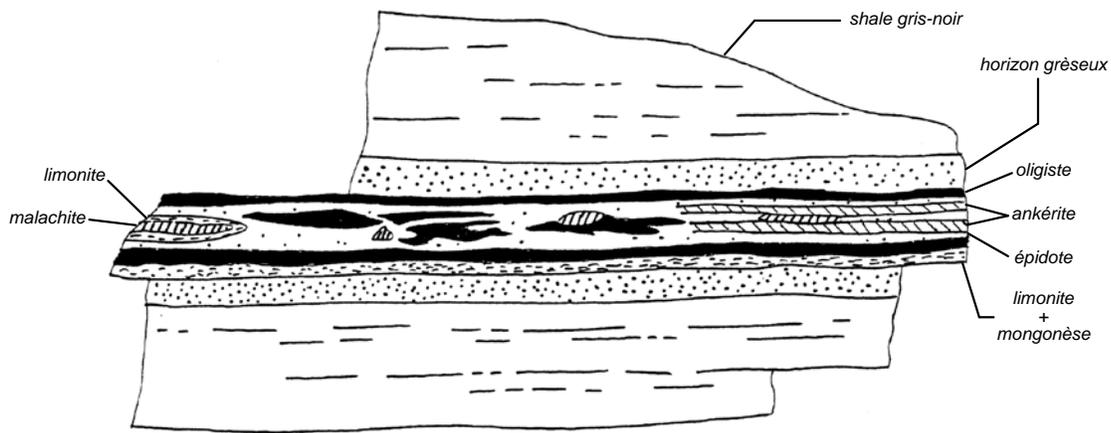


A.

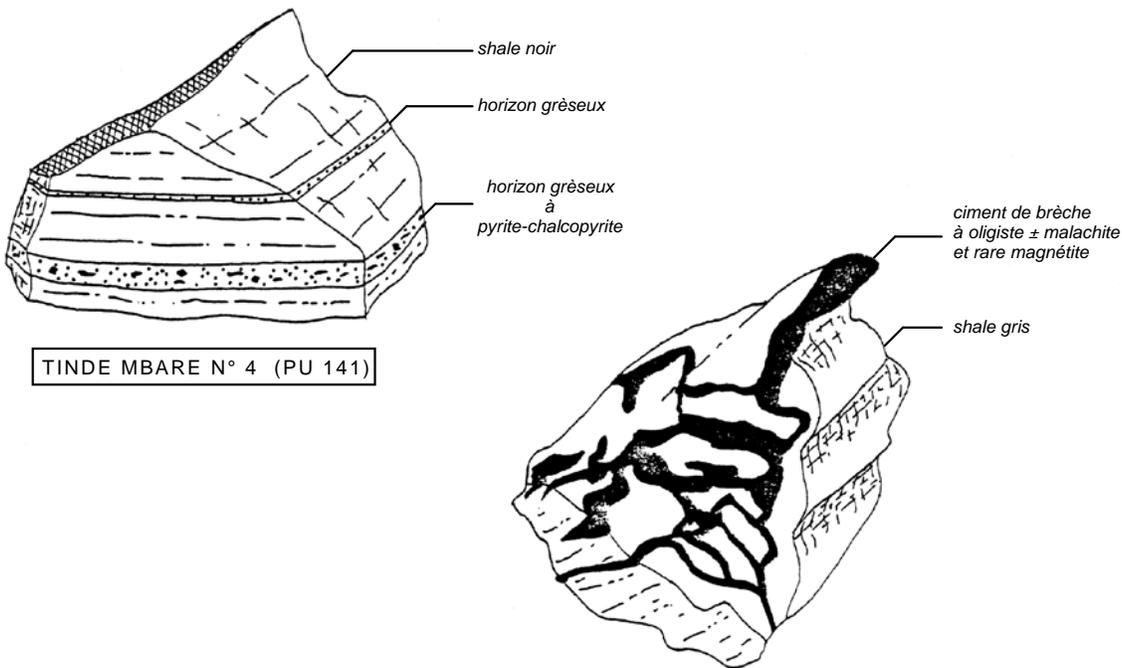


B.

Figure 15. Excellente exposition des schistes non-minéralisés de la Formation d'Ould Yenje au niveau du creusement d'un nouveau puit d'eau, approximativement un kilomètre des coordonnées GPS des présences 5-7 de Gadel ; A. Blocs détachés de schistes non-minéralisés noirs et gris-verts autour de l'ouverture du puit. B. Plan rapproché des lentilles de grès gris en blocs de schistes d'Ould Yenje.



FOUGES (PU 64)



TINDE MBARE N° 4 (PU 141)

GIG GIG 1 (PU 54)

Figure 16. Types de minéralisation du cuivre au sein de la région de Tinde M'Bare–Gig-Gig–Gadel–Maylime, au Sud du Bassin de Taoudéni (d'après Donzeau et al., 1982).

Les présences de Tinde M'Bare N°3 et 4 sont des couches stratiformes au sein des schistes, semblables à celles observées à Fougues. Un lit de grès de 0,5 cm d'épaisseur au sein des schistes noirs contient un horizon millimétrique de pyrite et de chalcopyrite. Ces deux présences sont éloignées d'environ 3 km, et sont exposées au sommet de deux collines où elles sont visibles sous les formations superficielles. En postulant une continuité entre les collines, cet horizon minéralisé pourrait avoir une extension d'origine d'environ 3 kilomètres (Donzeau et al., 1982).

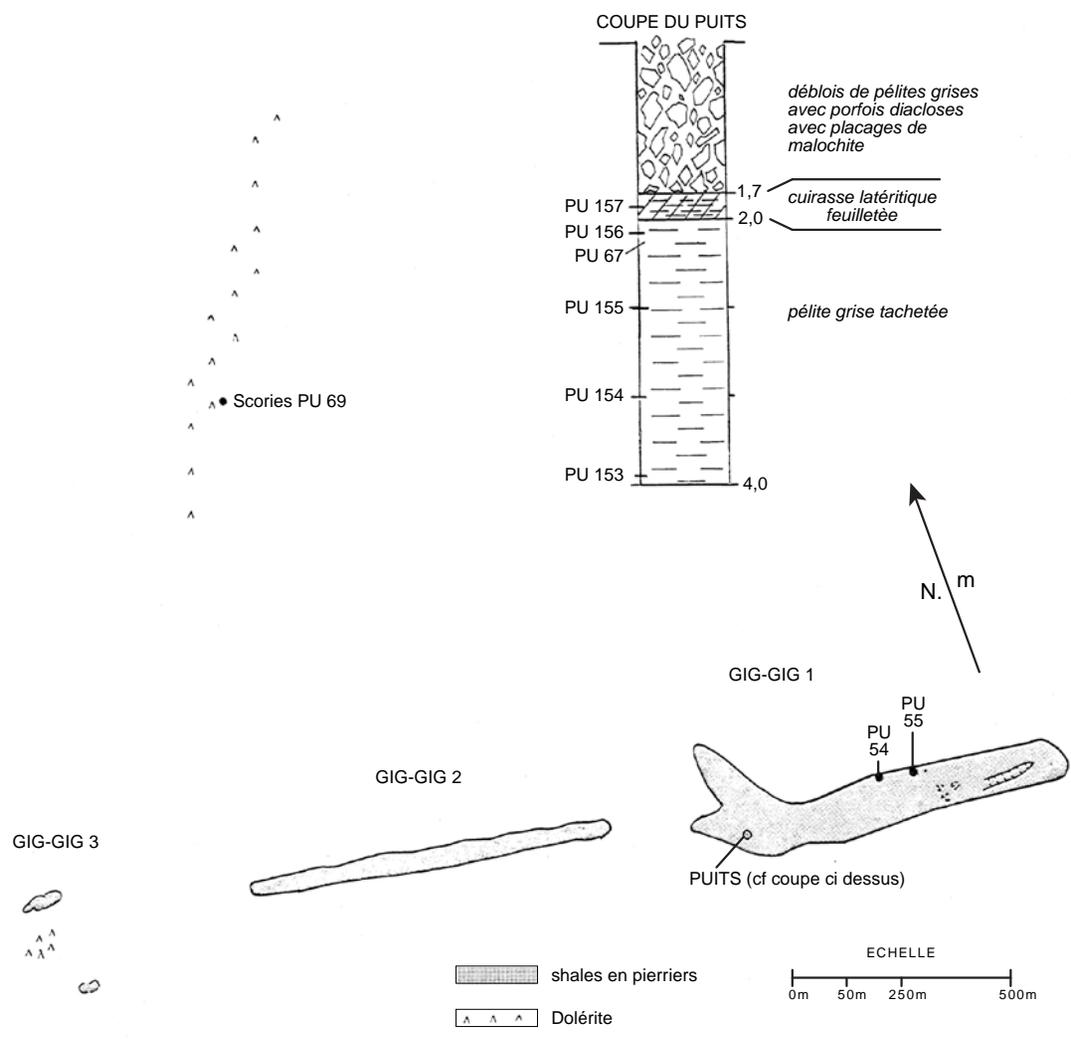


Figure 17. Carte-Plan et coupe du puit au niveau des présences de cuivre de Gig-Gig 1, 2, et 3 (d'après Donzeau, 1982).

Gig-Gig est un bon exemple d'ensemble typique de présences dans la région. Donzeau et al. (1982) décrivent trois zones de régolithe pratiquement alignées Est-Ouest sur environ 2,5 kilomètres. Le régolithe le plus à l'Est est Gig-Gig 1, qui consiste en une zone de 800 x 100 mètres, recouverte de gravier et de galets de schistes et de siltites de la Formation d'Ould Yenje, avec un puits de 4 mètres de profondeur creusé à proximité de l'extrémité Ouest de la zone (Fig. 17, d'après Donzeau et al., 1982). Les 1,7 mètres supérieurs du puits montrent une brèche minéralisée composée de clastes de schistes présentant une décoloration depuis le bord jusqu'au cœur, cimentée par du quartz, de la séricite, de l'hématite, et de la goethite, avec une malachite abondante recouvrant les surfaces, et étant également présente dans les fissures et des interstices. De minces sections de la roche hôte présentent une texture marbrée, interprétée comme étant constituée de micas recristallisés, conséquence du métamorphisme de contact, et de la phyllite cryptocristalline avec des « nodules ». Les ciments présentent du quartz et de la séricite s'étant développés parallèlement, avec de fréquentes lames et aiguilles d'hématite et de goethite. Les brèches minéralisées consistent en des zones de magnétite martitisée au sein de magnétite résiduelle, d'hématite lamellaire, et de goethite avec une malachite abondante.

Une analyse de la brèche minéralisée a révélé 2 pourcent de cuivre et 2,8 ppm d'argent. L'horizon des brèches au sein du puits est sous-tendu par 0,3 mètres de latérite silicifiée lamellaire, contenant 0,13 pourcent de cuivre, suivis par 2 mètres de schistes gréseux jusqu'au bas du puits, contenant du cuivre faiblement anormal (Donzeau et al., 1982).

La zone de régolithe suivante, à l'Ouest, est Gig-Gig 2, qui est décrite simplement comme une zone de 800 x 30 mètres, également recouverte de graviers et de galets des schistes, ainsi que par des siltites de la Formation d'Ould Yenje, avec des remplissages de fissures et des revêtements de malachite. De la même manière, la zone de régolithe la plus à l'Ouest, de 250 x 50 mètres, est Gig-Gig 3, composée de fragments de roches faiblement minéralisées, comme décrites au niveau des deux autres présences. Gig-Gig 3 est recoupée par un dyke de microgabbro, avec une orientation Nord- Nord-Est, et affleure de manière intermittente sur environ 2 kilomètres. Trois analyses de schistes recouverts de malachite, de brèches de schistes, et une lamelle de magnétite ont présenté une moyenne approximative de 0,5 pourcent de cuivre (Donzeau et al., 1982).

En 2007, une équipe de terrain de l'USGS a tenté de localiser et de prélever des échantillons de 8 des présences de la région de Gadel-Maylime, en utilisant un GPS et les coordonnées géographiques enregistrées dans la base de données nationale des présences minérales (Marsh et Anderson, à paraître). Ils ont recherché des indices de creusements de puits et de minéralisation de cuivre au niveau des présences de Gadel 5-9, Maylime, Maylime 1, et Maylime 4. Dans la plupart des cas, le site de chaque présence a correspondu à une petite surface de régolithe, exposée entre des dunes actives ou stabilisées par l'herbe. Les présences de Gadel 5-7 se trouvaient près d'un village inhabité avec de nombreuses excavations, à la fois anciennes et récentes, à travers l'ensemble de la zone (Fig. 15). Les sites de présence indiquaient d'anciens sites recouverts de sable, et les différentes nouvelles excavations de nouveaux puits n'ont pas présenté d'indice de minéralisation de cuivre. La présence de Maylime 4 a été la seule surface de régolithe où une minéralisation de cuivre a été observée. Une malachite dispersée intervient comme revêtement et remplissage de fissures, au sein des galets de siltite et de schistes hématitiques d'Ould Yenje, sur une surface de 70 x 30 mètres (Fig. 18). Le site Maylime 1 site a été caractérisé par un dyke arqué de 2 mètres de largeur, avec une direction d'environ 100°, recoupant une surface de régolithe de roches de la Formation d'Ould Yenje (Fig. 19). Le dyke est composé de microgabbro non-altéré, finement cristallisé, dépourvu de

minéralisation. L'analyse géochimique des échantillons recueillis au niveau de ces sites est présentée dans le Tableau 1.



A.



B.

Figure 18. A. Un affleurement de régolithe entre les dunes de sable au niveau de la présence de cuivre de Maylime 4. B. Malachite dispersée intervenant comme revêtement et en remplissage de fissures au sein des galets des siltites et des schistes hématiques d'Ould Yenje.



A.



B.

Figure 19. A. Photographie d'un dyke arqué de deux mètres de large recoupant une surface de régolithe des roches de la Formation d'Ould Yenje, au niveau de la présence de Maylime 1. B. Plan rapproché d'un microgabbro non-altéré, finement cristallisé, et sans minéraux.

Field No.	Mineral occurrence	Host Rock	Sample Description	Fe %	As ppm	Ba ppm	Co ppm	Cu ppm	Zn ppm
CT07RIM39-1	Kreb en Naga	Azlaf Group-Sub-group 2	Thin-bedded red siltstone in outcrop below hamada surface. Location is ~200m from database location of the Kreb en Naga Cu occurrence.	1.01	6	148	6.3	10.7	21
CT07RIM63-1	Saile	Teniagouri Gp-Ould Yenje Fm.	Green siltstone from hilltop at site. Possible pyrite.	2.69	4	>10000	7.7	216	65
CT07RIM63-2	Saile	Teniagouri Gp-Ould Yenje Fm.	White to tan oxidized siltstone with pyrite casts. Collected from small creek outcrop ~50m from first sample.	2.56	5	9320	6.3	15.7	35
CT07RIM63-3	Saile	Teniagouri Gp-Ould Yenje Fm.	Green siltstone from opposite side of hill.	3.69	<1	1120	12	9.4	99
CT07RIM64_1	Near Gadel 5-7	Teniagouri Gp-Ould Yenje Fm.	Dark red and green banded siltstone from fresh well excavation. No sulfides or copper mineralization.	2.44	10	353	10.7	47.4	55
CT07RIM65_1	Near Gadel 5-7	Teniagouri Gp-Ould Yenje Fm.	Dark gray-brown siltstone from fresh well excavation. No sulfides or copper mineralization.	4.28	10	545	14.4	6.1	89
CT07RIM66_1	Maylime 4	Teniagouri Gp-Ould Yenje Fm.	Flat regolith surface with scarce outcrop. Monotonous dark gray siltstone with minor malachite and hematite on fractures occurs over a 70 x 30 m low rise in the plain.	6.37	3	897	41.9	5500	120
CT07RIM67_1	Maylime	Teniagouri Gp-Ould Yenje Fm.	Flat grassy plain with patches of regolith. No visible mineralization. Sample of typical regolith siltstone.	4.34	2	777	14.5	9.3	79
CT07RIM68_1	Maylime 1	Md	2m wide diabase dike within 60 m of the GPS coordinates of the Maylime 1 occurrence. No mineralization or alteration.	7.92	<1	323	42.3	140	97
CT07RIM68-2	Maylime 1	Teniagouri Gp-Ould Yenje Fm.	Oxidized siltstone in outcrop at regolith surface.	2.86	5	781	7.5	40.6	61
CT07RIM69_1	Gadel 8	Teniagouri Gp-Ould Yenje Fm.	Siltstone in regolith at site.	3.48	6	683	11.4	10.8	58
DC07RIM14_2	Taradent	Atar Gp-Four Chor Fm	White sandstone	0.33	1	170	1.2	2.2	6

Tableau 1. Éléments sélectionnés – ICP-AES-MS-42 géochimie d'échantillons recueillis au niveau des présences de cuivre au sein du Bassin de Taoudéni (ensemble de Ag à moins de 1 ppm).

6 – Présences de cuivre au sein des roches sédimentaires Néoprotérozoïques à Cambriennes associées avec des intrusions mafiques Jurassiques.

Un ensemble dispersé et très mal décrit de présences de cuivre existe à proximité de Néma, dans la partie Sud-Est du Bassin de Taoudéni (Fig. 11). Les présences de Berbère, Dhar Néma, Dhar Néma 2, Saile, et Nejam-Medroume sont toutes décrites comme intervenant au sein des roches sédimentaires à la base du Groupe de Téniaouri, et sont très proches de volumineux affleurements de microgabbros Jurassiques. Des commentaires de la base de données (Marsh et Anderson, à paraître), concernant Dhar Néma et Dhar Néma 2, suggèrent qu'ils contiennent respectivement des traces de malachite associée avec des nodules calcaires, et de la calcite avec des dendrites de manganèse. La présence de Berbère est décrite comme constituées d'inclusions de malachite, au sein d'un grès quartzique noir contenant des nodules de minéraux ferromagnésiens et de feldspaths, au sein d'une zone de 700 x 10 mètres. Une analyse de roche unique provenant de Berbère a révélé 1 750 ppm de cuivre. À la fois Berbère et Dhar Néma 2 indiquent la présence d'une roche hôte transformée par métamorphisme de contact, suggérant la proximité des roches intrusives mafiques. La présence de Saile, au Sud de Néma, indique également l'existence d'une roche hôte transformée par métamorphisme de contact, touchant les schistes porteurs de jaspe contenant des tâches de malachite. La présence de Nejam-Medroume est inhabituelle, et est décrite comme une brèche pyroclastique, associée avec des tuffs, au niveau de la marge du massif de gabbro d'Amourj. Une zone de brèches d'une dimension de 600 x 10 mètres contient de la pyrite, de la pyrrhotite, de la chalcopryrite, et de la malachite.

En 2007, une équipe de terrain de l'USGS s'est rendue au niveau des localisations GPS de Dhar Néma et de Saile. Aucune minéralisation n'a été observée au niveau de l'une ou l'autre des localités. Les coordonnées de la région de Dhar Néma correspondent à une zone de relief élevé, recoupée par des tracés de cours d'eaux à sec à la marge du talus Crétacé se situant à l'Est de Néma. La roche autochtone non-altérée du secteur consiste en des siltites horizontales, friables, en lits plans gris et verts, en alternance avec des schistes rouge sombre et noir de la Formation d'Ould Yenje (Fig. 20). Les coordonnées de la présence de Dhar Néma 2 a également correspondu à une position au Nord de Dhar Néma, au sein d'une topographie escarpée et accidentée, bien au-dessus du bas de la vallée. La Formation de base d'Ould Yenje apparaît comme étant en contact avec les siltites rouges et les schistes de la Formation de Bouly (?), au niveau de la plaine au Nord de Néma, pouvant constituer un piège redox efficace pour la formation d'une minéralisation de cuivre stratiforme au sein de sédiments. Il est hautement improbable que les emplacements très au-dessus de la base de la Formation d'Ould Yenje, comportant les schistes réduits noirs et verts, puissent être minéralisés.

L'emplacement des coordonnées de Saile correspondait à une petite colline à une distance d'un kilomètre du village (Fig. 21). Aucune minéralisation n'a été observée et les roches hôtes du secteur consistaient en des faciès semblables à ceux de la Formation d'Ould Yenje, tels que ceux observés au niveau de Dhar Néma. Aucune roche intrusive Jurassique n'a été observée à proximité de l'un ou l'autre des emplacements, et plusieurs sills et dykes observés entre Néma et Saile ne sont ni altérés ni minéralisés. Les analyses géochimiques des échantillons recueillis aux deux emplacements sont présentées dans le Tableau 1.



A.



B.

Figure 20. Affleurements de siltites grises, rouges et noires, et de schistes de la Formation d'Ould Yenje, à proximité des coordonnées de la présence de cuivre de Dhar Néma. A. Siltite grise à couches planes. B. Schistes verts et rouges alternés.



Figure 21. Affleurements de siltites grises, vertes, rouges et noires, et de schistes de la Formation d'Ould Yenje à proximité des coordonnées de la présence de cuivre de Saile.

Des présences similaires de cuivre associées avec les roches intrusives mafiques sont décrites au Nord-Est du Bassin de Taoudéni, au niveau de Krebs en Naga, et au SO de Krebs en Naga (Fig. 11). Les roches hôtes sont des roches sédimentaires Néoprotérozoïques-Cambriennes du Groupe d'Azlaf, un équivalent latéral du Groupe de Ténigouri (Fig. 9), et consistent essentiellement en des pélites présentant un faciès pélitique varié, formé d'ardoises laminées noires, pourpres et vertes. Ces roches sont recouvertes en discordance par des pélites rouges, des grès, et des mudstones calcaires du Groupe Cambrien de Krebs en Naga, représentant un ensemble sédimentaire bien au-dessus du contact du Groupe de Jbéliat-Ténigouri, favorable aux dépôts de cuivre au sein des sédiments ailleurs à travers le Bassin. Ces présences sont toutes les deux décrites comme des minéralisations de cuivre associées avec des sills et des dykes Jurassiques. Marot et al. (2003) indiquent que les deux présences de Krebs en Naga consistent en de la malachite contenue au sein d'épaisses intrusions de microgabbro. Des commentaires de la base de données nationale des présences minérales (Marsh et Anderson, à paraître) suggèrent que les deux présences sont semblables à des veines, et qu'au niveau de la présence de Krebs en Naga, la malachite intervient au sein des roches sédimentaires hôtes, avec de l'hématite et un ciment carbonaté, mais également comme imprégnations au sein du microgabbro. Le SO de Krebs en Naga contient des veines de calcite cristalline grossière et sidérite, associées avec de l'hématite au sein de la roche hôte.

En 2007, une équipe de terrain de l'USGS a tenté sans succès de localiser les deux présences de Krebs en Naga. Il y avait un dyke de microgabbro altéré dominant, proche des coordonnées de Krebs en Naga, et recoupant de façon intrusive les siltites rouges de la Formation d'Azlaf 2, caractérisée par de l'épidote et des veines de calcite (Figure 22 et 23). Aucun minéral de cuivre n'a été observé. Les coordonnées de la présence au niveau du SO de Krebs en Naga correspondait à un affleurement partiellement visible de gabbro non-altéré, essentiellement recouvert par les dunes.



A.



B.

Figure 22. A. Dyke mafique altéré à proximité de la présence de Kreb en Naga. B. Plan rapproché montrant une altération d'épidote et des veines de calcite.



Figure 23. Dépression sous la surface d'hamada, présentant un affleurement des roches sédimentaires de la Formation rouge et pourpre d'Azlaf 2 à proximité de la présence de Krebs en Naga.

Comme décrit ci-dessus, de nombreuses présences de cuivre au sein des roches hôtes des Groupes de Jbéliat et Ténigouri sont soit directement associées avec des intrusions mafiques, probablement d'âge Jurassique, soit présentent des indices d'une telle association sous la forme de roches hôtes transformées par métamorphisme de contact, ou d'une gangue de minéraux de skarn. L'ensemble des présences au sein de la zone de Néma sont donc incluses dans ce groupe, comme le sont également les présences de Chegga Guettatira et Krebs en Naga, au Nord-Est de Taoudéni, et les présences de Niabini, Fougues, Aime, et Windou Kole, dans la partie Sud du Bassin de Taoudéni. Ces présences sont donc de façon plus proches analogues de présences de cuivre associées avec une activité magmatique mafique, et ne devraient pas être considérées comme des présences de cuivre stratiforme au sein de sédiments.

		ADRAR (Atar/Guelb er Richat)			HANK (mauritanien)		ASSABA, AFFOLE, HODH		TAGANT	ZEMMOUR		TINDOUF				
		Discordance	Formation	Groupe	Unités 1/500 000	Formation	Groupe	Formation	Groupe	Formation	Formation	Groupe	Formation	Groupe		
Supergroupe du DHAR	Crétacé										Formation d'Aidlate			Formation d'Aidlate		
	Carbonifère	Discordance angulaire et de ravinement				Continental intercalaire		Continental intercalaire								
		Surface de ravinement					Groupe de Telig								Groupe de Ouarkiz	
	Dévonien		El Ahguid	Tenemouj	Tenemouj		In Dagouber		Tenemouj	Tenemouj		Sous-Groupe3	Groupe du Zemmour		Sous-Groupe3	Groupe du Zemmour
		Surface de ravinement	Dhlaïet el Ateuch			Aouïnet Zbel								Sous-Groupe2	Sous-Groupe2	
Silurien		Non subdivisée	Oued Chig	Oued Chig		Toba el Hamar		Oued Chig	Oued Chig		Sous-Groupe1				Sous-Groupe1	
Ordovicien	Discordance angulaire et de ravinement	Non subdivisée	Tichit	Tichit		Tichit		Dakhlet Thiar	Tichit	Tichit		Groupe de Gara Bouya All			Groupe de Garat el Hammoueïd	
			Tergent	Oujeft	Oujeft	Erg Chech 2 (Zli)	Erg Chech		Tichit	Tichit			Groupe d'Oumat el Ham		Groupe d'Oumat el Ham	
Cambrien to Ordovicien ?	Surface de ravinement							Erg Chech 1 (Tinioulig)				Sous groupe Aghaoujeft 2		Oujeft		Rachid
							Sous groupe Aghaoujeft 1		Ganeb							
Supergroupe de l'ADRAR	Cambrien		E-n-Tourfine	Nouatil	Nouatil	Non affleurant		Moudjéria	Nouatil	Oujaf						
			Serize													
			Aouïnt Amogjar				Kreb En Naga			Ferlankobé			Dakhlet Barda			
			Amogjar							Achram						
		Discordance (onlap)	Terjit-Aguinjob													
Supergroupe du HODH	Néoprotérozoïque		Goure Téniaouri	Téniaouri	Téniaouri	Azlaf 2	Azlaf	Ould Yenje (Ould Yenje 1)	Téniaouri	Téniaouri						
			Bthaat Ergil										Bouly			
		Discordance angulaire majeure	Non subdivisée	Jbéliat	Jbéliat		Jbéliat	(grès supra tillitique; chaotique)	Jbéliat	Jbéliat						
		Discordance angulaire et de ravinement	Non affleurant			Non affleurant			El Aguer	Khang Naam	Khang Naam					
								(tillite)								
Supergroupe du HODH	Néoprotérozoïque		Bathat Ntichedid	Assabet el Hassian	Sous-groupe de Zreigât	Bir Amrane 3	Bir Amrane	Freïdi	Aïoun							
			El Mentafa													
		Surface de ravinement	Bou Kerch		Sous-groupe de Taguilalet	Bir Amrane 2				Seyal (Seyal 1)						
			Bou Maharade													
		Discordance angulaire	Agbodane		Sous-groupe de Ti-n-Bessaïs	Bir Amrane 1		Bou Habcha								
			Bathat Agjim													
			Touiderguït	Atar	Sous-groupe 2	Elb Nous	El Mreiti	Maoudass	Souroukoto							
			Aouleigate			Ligdam				Téguel Ouézé						
			Aouïnet Ould Bou Derballa							Rhaïfara						
			Terrarit							El Gleïta						
Ravinement surface	Tawaz		Tenoumer													
	Tarioufet	Sous-groupe 1	Gouamir	Non affleurant												
	Tod															
	Ksar Torchane															
Mésoprotéroz. ?	Ravinement surface	Foum Chour	Char ?		Char ?	Non affleurant										
	Discordance de base majeure	Azougui	Char		Char											
		Agueni														

Figure 24. Diagramme de corrélation comparant les séquences stratigraphiques des Sous-Bassins de Zenmour Noir et de Nord Yetti du Bassin de Tindouf avec les séquences du Bassin de Taoudéni (d'après Lahondère et al., 2008).

7 – Potentiel de cuivre au sein de sédiments dans le Bassin de Tindouf (Zemmour Noir et sous-bassins du Nord Yetti)

Le Bassin de Tindouf est un bassin sédimentaire allongé et étroit, orienté OSO-ENE, quelque peu similaire au Bassin de Taoudéni, recouvrant en discordance, et entièrement, le flanc Nord du Bouclier de Rgueïbat au Maroc, dans l'Ouest du Sahara, en Mauritanie et en Algérie (Fig. 2). De petites parties de la marge la plus au Sud du Bassin de Tindouf sont présentes sur le territoire de la Mauritanie, au sein du Sous-Bassin de Zemmour Noir, au Nord-Ouest de Bir Mohgrein, et au sein du Sous-Bassin de Nord Yetti, à l'extrémité Nord de la Mauritanie, le long de la route menant à Tindouf, en Algérie.

Par opposition avec le Bassin de Taoudéni, pratiquement la totalité de la coupe sédimentaire Néoprotérozoïque-Cambrienne est manquante en raison de l'érosion ou d'une non-déposition (Fig. 24). Au sein du Sous-Bassin de Zemmour Noir, au niveau du Groupe Néoprotérozoïque d'El Thlethyate, une mince séquence de la base (environ 10 m en Mauritanie), constituée de manière prédominante par des dolomites à stromatolithes, des dolomites silteuses et de rare quartzites (Marot et al., 2003), repose en discordance sur le socle Précambrien. L'unité devient plus mince rapidement en allant vers l'Est à l'intérieur de la Mauritanie, et la présence plus importante d'une composante de sable terrigène et de glauconite mineure indique un dépôt dans un environnement marin littoral. Le Groupe d'El Thlethyate est recouvert en discordance en s'amincissant vers l'Est par des grès schisteux de l'Ordovicien Inférieur, dont le faciès évolue de conglomératique jusqu'à une composition de grains grossiers marins quartzo-feldspathiques. Ces grès évoluent vers le haut en des schistes pélitiques fossilifères du Groupe d'Oumat el Ham (environ 120 m). La surface supérieure est représentée par une discordance de haut relief, en lien avec l'érosion et la glaciation ayant conduit à un ravinement marqué, et à de rapides variations d'épaisseur.

La discordance glaciaire de l'Ordovicien est recouverte à la fois au niveau des Sous-Bassins de Zemmour Noir et de Nord Yetti, par des roches sédimentaires glaciogéniques, et des tillites du Groupe de Garat el Hamoueid datant de la fin de l'Ordovicien. Au niveau du Sous-Bassin de nord Yetti, cette unité repose directement sur le socle Précambrien du Bouclier de Rgueïbat. Au niveau des deux Sous-Bassins, l'épaisseur varie entre 15 et 200 mètres, et l'unité est caractérisée par un faciès de glacio-fluvial à glacio-lacustre, qui évolue vers le haut de façon concordante vers un faciès marin présentant des brachiopodes, indicatif d'une transgression Silurienne marine à travers l'ensemble du Bassin de Tindouf. Le Groupe de Gara Bouya Ali, marin transgressif, reposant en concordance, est marqué par une transition brutale vers des schistes noirs, argileux, et contenant des graptolites, en alternance avec des calcaires malodorants et fossilifères, évoluant vers le haut en un calcaire massif, bleu-noir et fossilifère. L'unité entière est uniformément d'une épaisseur de 80 à 90 mètres, et on imagine qu'elle représente un environnement sédimentaire de plateforme distale (plateau extérieur) (Marot et al., 2003).

Le Groupe de Gara Bouya Ali est recouvert de manière concordante par les cycles régressifs marins du Dévonien du Groupe de Zemmour. Cette unité consiste en environ 1 100 mètres de grès, argilites, et calcaires qui sont divisées en trois sous-groupes, chacun représentant un cycle régressif. L'unité sédimentaire la plus jeune représentée en Mauritanie au sein du Bassin de Tindouf date du Carbonifère Inférieur et du Crétacé. Le Groupe d'Ouarkziz est absent au sein du Sous-Bassin de Zemmour Noir, et recouvre le Groupe de Gara Bouya Ali au sein du Sous-Bassin de Nord Yetti. Il consiste en un conglomérat de la base, se transformant rapidement vers le haut en des calcaires fossilifères, des marnes, et des argiles indicatifs d'un dépôt en mer peu profonde, avec un apport périodique de sédiments clastiques terrigènes. Un

faciès lagunaire contenant des roches sédimentaires continentales rouges est noté plus au Nord, mais n'est pas exposé dans la partie mauritanienne du Sous-Bassin. Les roches sédimentaires du Crétacé Supérieur de la Formation d'Aïdiate sont présentes au niveau de trois petits affleurements au sein du Sous-Bassin de Zemmour Noir, en contact discordant avec le Sous-Groupe 3 du Groupe de Zemmour. Au sein du Sous-Bassin de Nord Yetti, l'unité est en contact discordant avec le Groupe d'Ouarkiz, et consiste en une séquence d'environ 70 mètres d'épaisseur de grès de la base, et des chailles mélangées terrigènes clastiques et argileuses de recouvrement, avec des spicules d'éponges et des brachiopodes. On imagine que la Formation d'Aïdiate représente la limite Sud-Est de l'incursion marine du Crétacé Supérieur.

L'examen du potentiel pour des dépôts de cuivre au sein de sédiments au sein des parties mauritaniennes du Bassin de Tindouf suggère un potentiel improbable de ce type de dépôt. Il n'existe aucune présence connue de cuivre au sein de roches sédimentaires, ni au niveau du Sous-Bassin de Zemmour Noir, ni à celui du Sous-Bassin de Nord Yetti, et les épaisseurs relativement ramassées, ainsi que le caractère très largement marin des roches présentes, n'est pas favorable aux dépôts de cuivre au sein de sédiments. L'absence de roches sédimentaires litées rouges continentales d'âge Néoprotérozoïque à Cambrien au sein du Bassin de Tindouf, et le manque correspondant de roches source du cuivre, d'évaporites, ainsi que d'accumulations significatives de séquences de schistes réduits, riches en matière organique ou en pyrite, conduisent à un environnement défavorable à la formation de dépôts de cuivre au sein de sédiments au faciès réduit. Il existe un potentiel limité pour qu'existent des dépôts de cuivre plus petits de type litage rouge au sein des parties litées rouges continentales de la Formation d'Aïdiate. Toutefois le faciès continental de cette unité n'est pas visible au sein de la partie mauritanienne du Bassin de Tindouf.

8 – Potentiel de cuivre au sein des sédiments du Bassin Côtier mauritanien.

Le Bassin Côtier de Mauritanie s'est formé pendant les périodes du Permien et du Trias, le long de la marge passive Ouest du Craton Ouest Africain, en réponse à la mise en place du rift du proto-Océan Atlantique. Le Bassin s'étend à travers tout l'Ouest de la Mauritanie des frontières Nord aux frontières Sud, et est bordé à l'Est par la ceinture du plissement des Mauritanides (Fig. 2). L'information des forages profonds et des études géophysiques, conduites à la fois à terre et au large, indiquent que les roches sédimentaires Mésozoïques et Cénozoïques s'épaississent vers la mer, au-dessus de blocs de socle abaissés progressivement vers l'Ouest par le jeu des failles, et associés entre eux par des failles normales liées au rift (Pitfield et al., 2004). On imagine que le bassin présente une épaisseur de 4 000 à 5 000 mètres sous Nouakchott, et pourrait être deux fois plus profond au large vers l'Ouest. Les roches sédimentaires sont en recouvrement vers l'Est, là où le bassin est d'une épaisseur de 216 mètres, au niveau de Niabina, de 105 mètres, au niveau d'Aleg, et est entièrement constitué de roches sédimentaires Cénozoïques. Bien qu'il n'y ait pas de présences de cuivre au sein de sédiments connues au sein du Bassin Côtier, soit en surface, soit indiquées à la suite des forages pétroliers ou de ressource en eau, la présence de roches sources abondantes pour le pétrole et les ressources démontrées de pétrole et de gaz, la présence de roches sédimentaires évaporitiques abondantes, de deux âges différents, associées avec des roches réservoir d'hydrocarbures de mer peu profondes, argileuses à gréseuses, ainsi que des grès lités rouges continentaux recouverts par des grès phosphatiques, et des schistes montrant également une présence mineure d'uranium, sont des caractéristiques favorables à des dépôts de cuivre au sein de sédiments.

8.1 – Roches sédimentaires Jurassiques-Crétacées du Bassin Côtier

Bien que les roches les plus anciennes du Bassin Côtier visibles au niveau de la vallée du fleuve Sénégal dans le Sud de la Mauritanie soient d'âge Paléocène, un forage profond a recoupé à environ 100 km de la côte des évaporites Triassiques à Jurassiques précoces, et des schistes à pyrite associés avec une ceinture Nord-Sud de diapirs de sel. D'épaisses séquences de calcaire Jurassique bioclastique, et localement de calcaire dolomitique oolithique (épaisseur d'environ 1800 mètres au Sud de Dakar), indiquent le développement de récifs carbonatés frangeants en mer peu profonde, le long de la marge Est d'un bassin en subsidence rapide. Le soulèvement de la fin du Maastrichtien a formé le dôme de Guier-Rkiz, dans le Sud de la Mauritanie, résultant dans un changement de faciès vers des grès présentant localement de la pyrite et de la lignite, avec des grains fins à grossiers en alternance avec des schistes à l'Ouest du dôme, et de minces faciès gréseux à l'Est. Des dykes de gabbro et de microgabbro Permians-Crétacés, mais datant essentiellement du Jurassique précoce, associés avec le début d'un rift, recoupent les roches les plus anciennes du Bassin Côtier.

Un important programme de forage de recherche d'hydrocarbures au large, ayant débuté à la fin des années 1990 a essentiellement ciblé la succession syn- et post-rift d'âge Triassique Tardif - Tertiaire. La succession Triassique Tardif – Jurassique Précoce des clastes continentaux recouverts par des évaporites contiennent des roches sources pétrolière démontrées des deux côtés de l'Océan Atlantique, et la succession post-rift d'âge Jurassique Moyen à Tertiaire comprend des roches source Crétacé, associées à des réserves de plusieurs milliards de barils de pétrole, le long de la marge Ouest africaine. En ce qui concerne des éléments intéressants des dépôts de cuivre au sein de sédiments, les forages effectués par Dana Petroleum, au sein du Bloc 7 de leur zone de permis offshore d'environ 150 km, au Nord du champ pétrolier de Chinguetti, ont recoupé des accumulations de gaz d'environ un trillion de pieds cubes, piégés au sein des grès Crétacés (Gunn et al., 2004). Bien que l'exploration à terre des ressources gazières au sein du Bassin Côtier mauritanien ait été jusqu'à présent modeste, un potentiel existe réellement au sein des blocs faillés et basculés terrestres, où du gaz repéré en provenance de roches sources Jurassiques pourrait être présent au sein de pièges structuraux des grès Crétacés. En conséquence, un potentiel hautement spéculatif existe au sein de ces pièges à gaz pour des dépôts de cuivre au sein de sédiments de type Revett, là où des solutions salines porteuses de cuivre, suivies à partir des roches clastiques continentales du Jurassique Précoce, et les dykes de gabbro, pourraient de façon plausible être placées en contact avec un hydrocarbure mobile, réducteur, le long des structures. L'observation du fait que le Bassin Côtier est une séquence de marge passive, reliée à l'Ouest par un bassin marin ouvert, plutôt que par un bassin de rift intracratonique, indique de manière plus probable la possibilité d'une circulation de solutions salines de bassin, et relativise le potentiel spéculatif des roches Triassiques-Crétacées au sein du Bassin pour des dépôts de cuivre de type Revett. Le potentiel doit par conséquent être considéré comme faible.

8.2 – Roches sédimentaires Éocènes du Groupe de Bababé

Un potentiel supplémentaire existe de dépôts de cuivre au sein de sédiments au niveau des affleurements rocheux Éocènes du Groupe de Bababé, dans le Sud de la Mauritanie. Le soulèvement de la fin du Maastrichtien, ayant conduit à la mise en place du dôme de Guier-Rkiz, a créé à l'Est un sous-bassin de mer peu profonde, entre le dôme et les Mauritanides. La transgression marine de l'Éocène a été suivie d'une sédimentation à grande échelle. En Mauritanie, ceci a conduit aux dépôts de calcaire gréseux et de dolomite, en alternance avec des marnes, des mudstones gréseuses, et des roches sédimentaires phosphatiques occasionnelles de la Formation de Bofal. La meilleure exposition de cette Formation se

trouve au niveau du Fleuve Sénégal, avec une évolution vers l'Est en des grès rouges continentaux de la Formation de Gorgol. Les Formations de Bofal et de Gorgol sont surmontées par une mince unité de mudstones jaune ocre, et des grès argileux de la Formation de Rinndiao. Ces trois Formations constituent le Groupe de Bababé.

Les grès teintés par les oxydes de fer, rouges siliclastiques, de la Formation de Gorgol ont probablement été déposés au sein d'un environnement marin peu profond fluvio-littoral de transition, juste avant, et pendant, la transgression de l'Éocène Moyen. Vers l'Ouest, les roches équivalentes latéralement des roches sédimentaires de la Formation phosphatique de Bofal ont été déposées à la même période, au sein d'un environnement marin confiné, avec une circulation restreinte, faiblement animée par les courants littoraux. Dans la partie Est de ce Sous-Bassin de la Formation de Gorgol, les lits rouges sont surmontés par la Formation de Rinndiao, de mer peu profonde, glauconique, argileuse, et localement phosphatique, dont on suggère ici qu'elle puisse être favorable aux dépôts de cuivre au sein de sédiments, en plus du potentiel pour une présence d'uranium au sein du grès, tel que suggéré par Gunn et al. (2004). Le potentiel de dépôts significatifs de cuivre au sein de sédiments est faible en raison de l'exposition limitée, et de la faible épaisseur stratigraphique des unités prises ensemble (19-24 mètres au niveau de Rinndiao, et 7-8 mètres au niveau de Ndiafane ; Pitfield et al. , 2004) et en raison du fait qu'il n'existe aucune présence connue de cuivre.

9 – Zones favorables aux dépôts de cuivre au sein des sédiments en Mauritanie

Les zones considérées comme étant favorables aux dépôts, classés comme étant du cuivre au sein de sédiments, sont indiquées sur la Figure 25. Les critères pour la délimitation de ces zones sont basés sur une géologie favorable, telle que décrite par les rapports du BGS (Gunn et al., 2004 ; Pitfield et al., 2004 ; O'Connor et al., 2005) et du BRGM (Lahondère et al., 2003 ; Marot et al., 2003 ; Salpeteur, 2005 ; Lahondère et al., 2008), et est divisée au niveau du Groupe, ou plus spécifiquement au niveau de la Formation, là où ces détails sont fournis par une cartographie à l'échelle 1:200 000. Dans un sens général, une zone favorable pour un dépôt de cuivre au sein de sédiments est soulignée en délimitant une aire géographique sur une carte géologique, incluant les roches sédimentaires hôtes portant le réducteur entrecroisées avec, ou reposant, dans le haut de la coupe, ou intervenant latéralement à partir des couches rouges continentales, ou d'anciennes couches rouges sédimentaires, et/ou des roches source de plancher basaltique. La zone soulignée sera approximativement parallèle à la marge d'un bassin sédimentaire. La présence de lits d'évaporites au sein de la séquence, ainsi que la présence de failles à forts pendages par rapport au litage sont particulièrement favorables.

Les dépôts de faciès réduits sont habituellement les mieux développés au sein des cycles transgressifs, continentaux à marins, dans le bas de la séquence stratigraphique d'un bassin de rift. Une zone favorable pour les dépôts de cuivre au sein de sédiments de type grès sont mis en valeur en délimitant une zone géographique sur une carte géologique, incluant des roches de lits rouges continentaux, ou les anciens lits rouges, et/ou des planchers basaltiques démontrant la présence, ou même d'une ancienne présence, de gaz acides ou d'hydrocarbures au sein de la porosité. Des indices de une ancienne présence d'hydrocarbures réducteurs peuvent prendre la forme de bitume, de pétrole sans gaz ou éléments volatils, de pétrole et/ou de gaz naturel au sein d'inclusions de fluides, ou de zones non-rouges (décolorées en blanc ou gris) au sein de roches siliclastiques continentales, à hématite stable (rouge). Les dépôts de type grès interviennent au sein de cycles siliclastiques montrant des alternances grains grossiers et grains fins, en dessous de barrières imperméables à la migration de fluides et d'hydrocarbures, de manière à ce que puisse se mettre

complètement en place la séquence stratigraphique d'un bassin de rift. Les failles et/ou un plissement créant des pièges structuraux ou stratigraphiques à hydrocarbures sont particulièrement favorables. Un autre critère majeur supplémentaire pour le choix de zones, est la répartition des présences connues de cuivre, soufre, gypse, halite, barite, pétrole, uranium, et schistes bitumineux, lorsqu'ils se situent à l'intérieur de roches hôtes favorables.

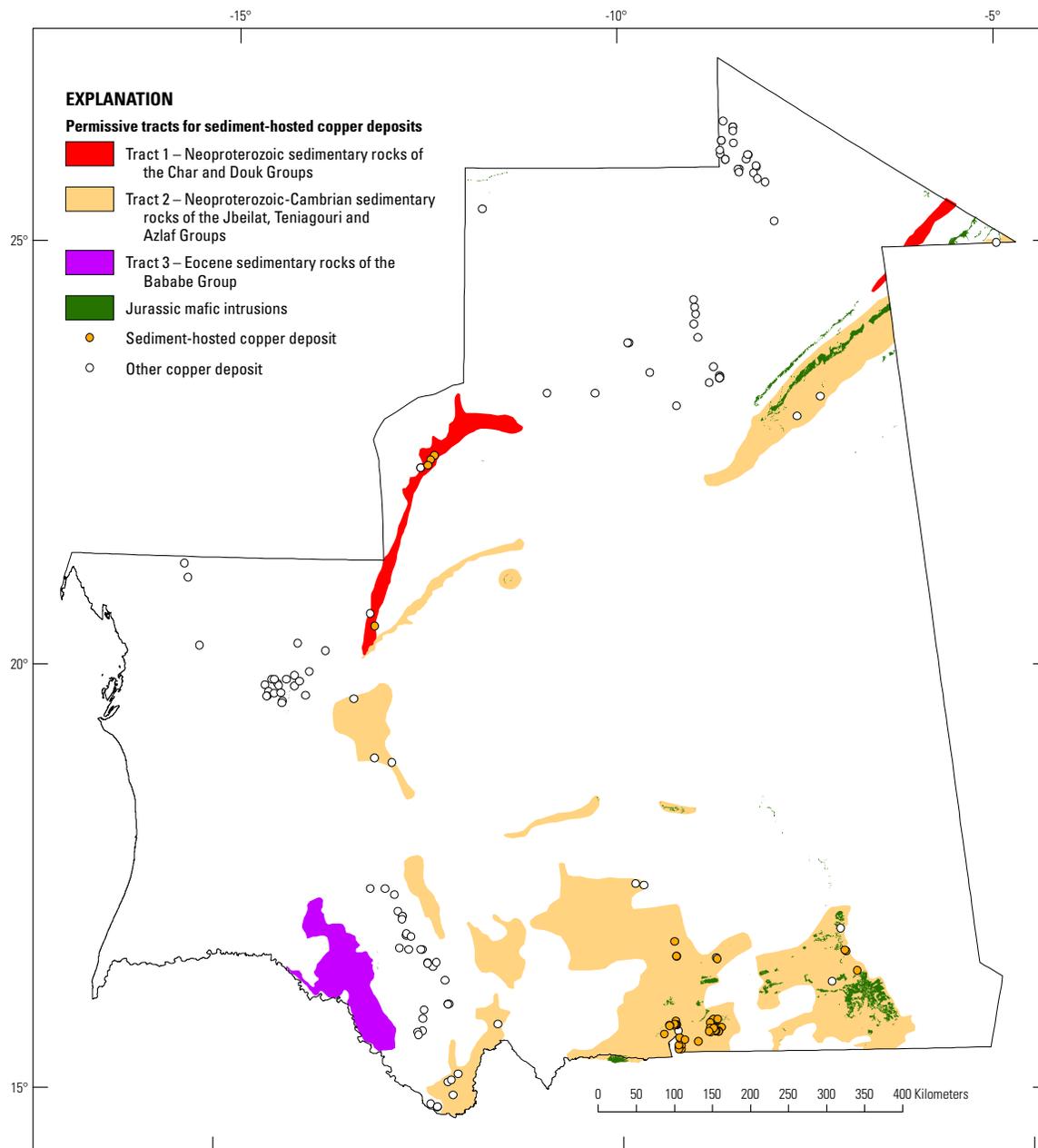


Figure 25. Géologie favorable aux dépôts de cuivre au sein de sédiments et répartition de cuivre au sein de sédiments, ainsi que présences associées en Mauritanie.

Trois zones considérées comme favorable aux dépôts de cuivre au sein de sédiments ont été définies en Mauritanie. L'une de ces zones est définie au sein des roches sédimentaires Néoprotérozoïques-Cambriennes du Nord-Ouest et du Nord-Est du Bassin de Taoudéni comme suit :

- 1) Une zone favorable à faciès réduit de dépôts de cuivre est repérée le long de la marge Nord-Ouest du Bassin, dans la région d'Adrar, sur la base des séquences sédimentaires du Groupe de Char. Là où suffisamment de détails sont fournis sur la carte à l'échelle 1:200,000, les roches favorables sont divisées jusqu'au niveau de la formation, pour inclure les roches des Formations d'Aguéni et d'Azougi. Une partie supplémentaire de la zone est tirée du Groupe de Douik, le long de la marge Nord-Est du Bassin, dans la région de Chegga. Le Groupe de Douik est corrélé latéralement avec une unité du Groupe de Char. Les deux représentent des grès continentaux lités rouges, reposant au-dessus de la discordance Précambrienne. Les deux grès de début de séquence sont recouverts en concordance par des roches réduites, clastiques à grains fins, et/ou des roches carbonatées représentant la première transgression marine dans le Bassin de Taoudéni. Le Groupe de Douik n'a pas été formellement subdivisé en Mauritanie jusqu'au niveau de la Formation.
- 2) Une seconde zone favorable de dépôts de cuivre à faciès réduit est définie par des grès continentaux et des tillites glaciaires du Groupe de Jbéliat, ainsi que par des siltites, des schistes et des roches carbonatées corrélées recouvrantes des Groupes de Ténigouri et d'Azlaf. Dans la région d'Adrar, l'unité à la base du Groupe de Ténigouri est la Formation de Bthaat Ergil. Dans la région de Hank, le Groupe d'Azlaf est divisé en deux Formations, la Formation d'Azlaf 1 étant une unité de base surmontant le Groupe de Jbéliat. Dans la région d'Affolé-Hodh, le Groupe de Jbéliat Group est subdivisé entre les Formations de grès des tillites, et la partie au-dessus des tillites, l'ensemble étant surmonté par les Formations d'Ourkem, de Bouly, et d'Ould Yenje, du Groupe de Ténigouri. En raison de l'incertitude concernant les origines de nombreuses présences de cuivre au niveau du contact de Jbéliat-Ténigouri, du fait de la présence et de la proximité des intrusions mafiques Jurassiques, identifiées par les symboles Jmd et Jmg, les roches intrusives mafiques sont également indiquées au sein de la zone 2. Un travail complémentaire est nécessaire pour déterminer la nature des présences de cuivre associées avec les roches intrusives Jurassiques.
- 3) Une troisième zone favorable aux dépôts de cuivre à faciès réduit est définie par une zone restreinte du Bassin Côtier, au Sud de la Mauritanie, sur la base de l'affleurement des roches sédimentaires Éocène de la Formation de Gorgol, ainsi que de la Formation de Rinndiao, appartenant au Groupe de Bababé.

Bien qu'un potentiel hautement spéculatif existe concernant les dépôts de cuivre au sein de sédiments de type Revett au sein des grès Jurassiques-Crétacés du Bassin Côtier, l'absence d'affleurement de ces roches et l'absence de données de forage empêche pour le moment toute délimitation d'une zone favorable.

10 – Conclusions

Le potentiel de dépôts de cuivre au sein des sédiments en Mauritanie existe au sein des roches sédimentaires du Néoprotérozoïque-Cambrien du Nord-Ouest et du Nord-Est du Bassin de Taoudéni, au sein des grès continentaux de la base du Supergroupe de Hodh, au contact avec les strates réduites associées

avec la première transgression marine. Un deuxième horizon, au sein des parties Nord-Est, Sud, et Sud-Est du Bassin, possède également un potentiel pour de petites présences de cuivre, au niveau du contact entre les tillites du Groupe de Jbéliat, et les grès, ainsi que les roches sédimentaires marines de recouvrement des Groupes de Téniaouri-Azlaf du Supergroupe d'Adrar. Deux importantes zones ont été dessinées sur la base d'une géologie favorable, au niveau du groupe ou de la formation, et aussi sur la base de la distribution des présences connues, dont on imagine qu'elles appartiennent à la classe de dépôts du cuivre au sein de sédiments. Une troisième zone est définie par les roches sédimentaires Éocènes favorables du Groupe de Bababé, au sein du Bassin Côtier. Un potentiel hautement spéculatif existe pour des dépôts de cuivre au sein de sédiments (ou de type Revett) au sein de pièges structuraux présentant une présence, ou ayant présenté par le passé une présence, d'hydrocarbures au sein des grès Jurassiques-Crétacé du Bassin Côtier. Une synthèse de l'USGS des données disponibles, ainsi qu'un examen des présences de cuivre, semblent toutefois indiquer que le potentiel de dépôts économiques de ce type en Mauritanie est faible.

11 – Références

- Bence, C., 1953, *Rapport de fin de campagne 1952-1953 en Mauritanie*, Gouvernement Général de l'A.O.F., Direction Fédérale des Mines et de la Géologie, 39 p., 6 cartes, 7 photographies.
- Bence, C., 1955, *Rapport de fin de campagne 1954-1955*, Gouvernement Général de l'A.O.F., Direction Fédérale des Mines et de la Géologie, 41 p., 3 cartes, 8 photographies.
- Cailteux, J.L.H., Kampunzu, A.B., Lerouge, C., Kaputo, A.K., et Milesi, J.P., 2005, *Genesis of sediment-hosted stratiform copper-cobalt deposits, Central African Copperbelt*, dans Robb, L.J., Cailteux, J.L.H., et Sutton, S.J., édés., *Recent advances in the geology and mineralization of the Central African Copperbelt dedicated to the memory and work of Henri Ali Basira Kampunzu* : Journal of African Earth Sciences, v. 42, p. 134-158.
- Cailteux, J.L.H., Kampunzu, A.B., et Lerouge, C., 2007, *The Neoproterozoic Mwashya-Kansuki sedimentary rock succession in the Central African Copperbelt, its Cu-Co mineralization, and regional correlations* : Gondwana Research, v. 11, no. 3, p. 414-431.
- Cox, D.P., Lindsey, D.A., Singer, D.A., Moring, B.C., et Diggles, M.F., 2003, *Sediment-hosted copper deposits of the world : Deposit models and databases* : U.S. Geological Survey Open-File Report 03-107. <http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of03-107/>
- Cunningham, C.G., Zappettini, E.O., Vivallo S., Waldo, Celada, C.M., Quispe, Jorge, Singer, D.A., Briskey, J.A., Sutphin, D.M., Gajardo M., Mariano, Diaz, Alejandro, Portigliati, Carlos, Berger, V.I., Carrasco, Rodrigo, et Schulz, K.J., 2008, *Quantitative mineral resource assessment of copper, molybdenum, gold, and silver in undiscovered porphyry copper deposits in the Andes Mountains of South America* : U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1253, 282 p.
- Davidson, C.F., 1965, *A possible mode of origin of strata-bound copper ores* : Economic Geology, v. 60, p. 942-954.
- Donzeau, M., Johannes, C., et Urien, P., 1982, *Mission de prospection du cuivre de l'Affolé*, Rapport BRGM 82 RDM 030 AF, 43 pages.
- Gunn, A. G., Pitfield, P.E.J., Mckervery, J.A., Key, R.M., Waters, C.N., et Barnes, R.P., 2004, *Notice explicative des cartes géologiques et gîtologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Sud de la Mauritanie*, Volume 2 – Potentiel Minier, DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott.
- Hayes, T.S., Landis, G.P., Whelan, J.F., Rye, R.O., et Moscati, R.J., 2012, *The Spar Lake strata-bound Cu-Ag deposit formed across a mixing zone between trapped natural gas and metals-bearing brine* : Economic Geology, v. 107, no. 6, p. 1223-1249.

- Hitzman, M., Kirkham, R., Broughton, D., Thorson, J., et Selley, D., 2005, *The sediment-hosted stratiform copper ore system*, dans Hedenquist, J.W., Thompson, J.F. H., Goldfarb, R.J., et Richards, J.P., éd., *Economic Geology*; 100th anniversary volume, 1905-2005, Society of Economic Geologists, Littleton, CO, United States, p. 609-642.
- Kirkham, R.V., 1996, *Sediment-hosted stratiform copper*, dans Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., and Thorpe, R.I., éd., *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 8, p. 223-240.
- Lahondère, D., Le Metour, J., Callec, Y., Roger J., Ghienne J.-F., et Gourvennec, R., 2008, *Notice explicative des cartes géologiques à 1/200 000 de la zone Centre de la Mauritanie*, DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott, Rapport BRGM/RC-56742-FR, 430 pages et annexe.
- Lahondère, D., Roger, J., Le Metour, J., Donzeau, M., Guillocheau, F., Helm, C., Thieblemont, D., Cocherie, A., et Guerrot, C., 2005a, *Notice explicative des cartes géologiques à 1/200 000 et 1/500 000 de l'extrême sud de la Mauritanie*, DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott, Rapport BRGM/RC-54273-FR, 610 pages.
- Lahondère, D., Roger, J., Le Metour, J., Donzeau, M., Marchand, J., et Bouamatou, M., 2005b, *Cartes géologiques à 1/200 000 de l'extrême sud de la Mauritanie*, 12 feuilles, DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott.
- Lahondère, D., Thieblemont, D., Goujou, J.-C., Roger, J., Moussine-Pouchkine, A., Le Metour, J., Cocherie, A., et Guerrot, C., 2003, *Notice explicative des cartes géologiques et gîtologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Nord de la Mauritanie*, Volume 1, DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott.
- MacKevett, E.M., Jr., Cox, D.P., Potter R.W., II, et Silberman, M.L., 1997, *Kennecott-type deposits, Wrangell Mountains, Alaska: High-grade copper deposition near a limestone-basalt contact* in Goldfarb, R.J. and Miller, L.D., éd., *Mineral deposits of Alaska : Economic Geology Monograph 9*, p. 66-89.
- Marot, A., Stein, G., Artigan, D., et Milési J.-P., 2003, *Notice explicative des cartes géologiques et gîtologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Nord de la Mauritanie*, Volume 2 – *Potentiel Minier*, DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott.
- Marsh, E.E., et Anderson, E.D., à paraître, *Database of Mineral Deposits in the Islamic Republic of Mauritania* : USGS Open-File Report ###, Base de données Microsoft Access.
- Mauk, J.L., à paraître, *Mineral potential tracts for sediment-hosted Pb-Zn-Ag deposits of the SEDEX and Mississippi Valley-type* : USGS Open-File Report ###, 10 manuscript pages.
- O'Connor, E. A., Pitfield, P. E. J., Schofield, D. I., Coats, S., Waters, C., Powell, J., Ford, J., Clarke, S., et Gillespie, M., 2005, *Notice explicative des cartes géologiques et gîtologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Nord-Ouest de la Mauritanie*.
- Pitfield, P E J., Key, R M., Waters, C N., Hawkins, M.P.H., Scholfield, D.I., Loughlin, S. et Barnes, R P., 2004. *Notice explicative des cartes géologiques et gîtologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Sud de la Mauritanie*. Volume 1 – *géologie*. DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott.
- Rose, A.W., 1976. *The effect of cuprous chloride complexes in the origin of red-bed copper and related deposits*, *Economic Geology*, v.71, p. 1036-1048.
- Selley, David, Broughton, David, Scott, Robert, Hitzman, Murray, Bull, S.W., Large, R.R., McGoldrick, P.J., Croaker, Mawson, Pollington, Nicky, et Barra, Fernando, 2005, *A new look at the geology of the Zambian Copperbelt*, dans Hedenquist, J.W., Thompson, J.F. H., Goldfarb, R.J., et Richards, J.P., éd., *Economic Geology*, 100th anniversary volume, 1905-2005 : Society of Economic Geologists, Littleton, CO, United States, p. 965-1000.
- Salpeteur, I., 2005, *Perspectives minières dans le Sud de la Mauritanie, Levé géologique de l'extrême sud de la Mauritanie (projet PRISM)*, DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott, et rapport BRGM/RC-54132-FR, Orléans, 100 pages.

Sweeney, M.A. and Binda, P.L., 1989, *The role of diagenesis in the formation of the Konkola Cu-Co orebody of the Zambian Copperbelt* dans Boyle, R.W., Brown, A.C., Jefferson, C.W., Jowett, E.C., et Kirkham, R.V. éds., *Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits* : Geological Association of Canada Special Paper 36. p. 499-518.

Zientek, M.L., Hayes, T.S., et Hammarstrom, J.M., (à paraître), Chapitre 1. *Overview of a new descriptive model for sediment-hosted stratabound copper deposits*, dans Taylor, C.D., Causey, J.D., Denning, P.D., Hayes, T.S., Horton, J.D., Kirschbaum, M.J., Parks, H.L., Wilson, A.B., et Zientek, M.L., 2012, *Descriptive models, grade-tonnage relationships, and databases for the assessment of sediment-hosted copper deposits— with the emphasis on deposits in the Central Africa Copperbelt, Democratic Republic of the Congo and Zambia* : U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5090-J, 258 p.